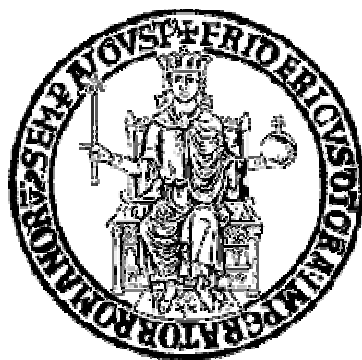


Università degli Studi di Napoli Federico II

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR)



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
XXVII ciclo

Titolo del progetto

Definizione delle litofacies e ricostruzione dell'architettura dell'Ignimbrite Campana

Tutor

prof. **Claudio Scarpati**

Dottorando

Domenico Sparice

Coordinatore

prof. **Maria Boni**

Ogni ostacolo, ogni muro di mattoni è lì per un motivo preciso.

***Non è lì per escluderci da qualcosa
ma per offrirci la possibilità di dimostrare in che misura ci teniamo.***

***I muri di mattoni sono lì per fermare le persone
che non hanno abbastanza voglia di superarli.***

Sono lì per fermare gli altri.

***"The Last Lecture"
Randy Pausch (1960 - 2008)***

INDICE GENERALE

<i>Introduzione</i>	6
---------------------------	---

CAPITOLO 1

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana. Conoscenze bibliografiche

1.1 INTRODUZIONE.....	9
1.2 IPOTESI SULL' AREA SORGENTE DELL'ERUZIONE DELL'IGNIMBRITE CAMPANA	11
1.3 ETÁ DELL'ERUZIONE	12
1.4 I DEPOSITI.....	14
1.4.1 L'UNITÁ DA CADUTA.....	14
1.4.1 DEPOSITI DA CORRENTE PIROCLASTICA.....	19
1.5 I DINAMICA ERUTTIVA E DEPOSIZIONALE	23

CAPITOLO 2

Stratigrafia dei depositi medio-distali da corrente piroclastica dell'Ignimbrite Campana

2.1 INTRODUZIONE.....	27
2.2 DISTRIBUZIONE DELLE UNITÁ STRATIGRAFICHE.....	28
2.3 STRATIGRAFIA.....	31

CAPITOLO 3

Descrizione delle litofacies e loro variazioni verticali e laterali

3.1 INTRODUZIONE ALLO STUDIO DELLE FACIES	84
3.2 DESCRIZIONE DELLE LITOFACIES	84
3.2.1 FINES-POOR LITHIC LAPILLI TUFF (f-poor ILT).....	86
3.2.2 MASSIVE TUFF (mT) E MASSIVE LAPILLI TUFF (mLT).....	86
3.2.3 DIFFUSE STRATIFIED TUFF (dsT).....	87
3.2.4 STRATIFIED TUFF (sT).....	87
3.2.5 LENSES OF PUMICE LAPILLI TUFF(LenspLT)	87
3.2.6 PUMICE RICH LAPILLI TUFF (pLT)	86

3.3 VARIAZIONI VERTICALI DI LITOFACIES	94
3.4 VARIAZIONI LATERALI DI LITOFACIES	94

CAPITOLO 4

Analisi granulometriche e dati sedimentologici

4.1 INTRODUZIONE.....	104
4.2 VARIAZIONI CON LA DISTANZA DAL CENTRO ERUTTIVO.....	109
4.2.1 IL GROUND LAYER	109
4.2.2 UNITÁ USAF E WGI.....	114
4.3 VARIAZIONI CON LA QUOTA SUL LIVELLO DEL MARE.....	118
4.3.1 IL GROUND LAYER	118
4.3.2 UNITÁ USAF E WGI.....	121
4.4 VARIAZIONI CON L'AZIMUTH.....	124
4.5 RIEPILOGO	128

CAPITOLO 5

Analisi chimiche, densità dei clasti e analisi dei componenti

5.1 INTRODUZIONE.....	129
5.2 DENSITÁ DEI CLASTI	131
5.3 CONSIDERAZIONI GENERALI SULL' ABBONDANZA DEI COMPONENTI	137
5.4 VARIAZIONE DELLE ABBONDANZE DEI COMPONENTI CON LA DISTANZA DAL CENTRO ERUTTIVO.....	139
5.4.1 IL GROUND LAYER	139
5.4.2 UNITÁ USAF E WGI.....	140
5.5 VARIAZIONE DELLE ABBONDANZE DEI COMPONENTI CON LA QUOTA SUL LIVELLO DEL MARE.....	146
5.5.1 UNITÁ USAF E WGI.....	146
5.6 VARIAZIONE DELLE ABBONDANZE DEI COMPONENTI CON L'AZIMUTH.....	149
5.7 LE FACIES A COMPONENTI DELL'IGNIMBRITE CAMPANA	152
5.8 COMPOSIZIONE CHIMICA DEGLI JUVENILI	156
5.9 RIEPILOGO	161

CAPITOLO 6

Grain fabric: Orientazione dei clasti per la ricostruzione dei meccanismi deposizionali

6.1 INTRODUZIONE.....	163
6.2 IL FABRIC NELL'IGNIMBRITE CAMPANA: FONTI BIBLIOGRAFICHE	165
6.3 OSSERVAZIONI SUL FABRIC NELL'IGNIMBRITE CAMPANA	165

CAPITOLO 7

Il volume dell'Ignimbrite Campana: una stima basata sulle abbondanze dei componenti

7.1 INTRODUZIONE.....	170
7.2 IL VOLUME DELL'IGNIMBRITE CAMPANA: PROPORZIONE TRA COMPONENTI.....	173

CAPITOLO 8

Interpretazione delle litofacies e architettura dell'Ignimbrite Campana

8.1 INTRODUZIONE.....	175
8.2 CENNI SUI MECCANISMI ERUTTIVI E SULL'EVOLUZIONE DEL CENTRO ERUTTIVO DELL'IC	176
8.3 IGNIMBRITE CAMPANA: UNA O PIÙ UNITÁ DA FLUSSO?	177
8.4 INTERPRETAZIONE DELLE LITOFACIES.....	179
8.4.1 FINES-POOR LITHIC LAPILLI TUFF (f-poor ILT).....	179
8.4.2 MASSIVE TUFF (mT) E MASSIVE LAPILLI TUFF (mLT).....	183
8.4.2.1 GRADAZIONI DEI COMPONENTI NELLA FACIES MASSIVA.....	185
8.4.3 STRATIFIED TUFF (sT) E DIFFUSE STRATIFIED TUFF (dsT).....	187
8.4.4 LENSES OF PUMICE LAPILLI TUFF (LenspLT).....	187
8.4.5 PUMICE LAPILLI TUFF (pLT)	188
8.5 INTERPRETAZIONE DELLE ASSOCIAZIONI VERTICALI DI FACIES.....	189
8.5.1 FINES-POOR LITHIC LAPILLI TUFF (f-poor ILT) A STRATIFIED O DIFFUSE STRATIFIED (sT/dsT) O MASSIVE TUFF (mT).....	189
8.5.2 STRATIFIED O DIFFUSE STRATIFIED (sT/dsT) A MASSIVE TUFF (mT) O MASSIVE LAPILLI TUFF (mLT (ip)).....	189

8.5.3 MASSIVE TUFF (mT) A MASSIVE LAPILLI TUFF (mLT (ip o isc)).....	190
8.5.4 MASSIVE LAPILLI TUFF INVERSE PUMICE (mLT (ip)) A MASSIVE LAPILLI TUFF (mLT).....	190
8.5.5 MASSIVE TUFF NORMAL PUMICE (mT(np)) o MASSIVE LAPILLI TUFF NORMAL PUMICE (mLT(np)) A MASSIVE TUFF (mT).....	190
8.6 INTERPRETAZIONE DELLE ASSOCIAZIONI LATERALI DI FACIES	191
8.6.1 DIFFUSE STRATIFIED TUFF (dsT) A MASSIVE LAPILLI TUFF INVERSE PUMICE, INVERSE LITHIC (mLT (ip; il)).....	191
8.6.2 A MASSIVE TUFF (mT) a DIFFUSE STRATIFIED TUFF (dsT)	191
8.6.3 MASSIVE TUFF (mT) A MASSIVE TUFF INVERSE PUMICE (mT(ip)) O MASSIVE LAPILLI TUFF NORMAL PUMICE (mLT(np))	192
8.7 ARCHITETTURA DELL'IGNIMBRITE CAMPANA.....	193
8.7.1 VARIAZIONE DEL GRADO DI SALDATURA E TEMPERATURA DI MESSA IN POSTO DELL'IC	196
8.7.2 INTERAZIONE DELLA CORRENTE CON LA PALEOMORFOLOGIA E RICOSTRUZIONE DELLA DINAMICA DELLA CORRENTE PIROCLASTICA	197
 Conclusioni	 208
 Appendice 1 – Dati sedimentologici	 211
Appendice 2 - Analisi chimiche	218
 Bibliografia	 225

Con una magnitudo di 7.2, associata alla sola fase ignimbrtica (Scarpati et al., 2014), sulla base dei dati riportati nel Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions database (<http://www.bgs.ac.uk/vogripa/view/controller.cfc?method=lameve>), sintetizzati in Brown et al. (2014), l'Ignimbrite Campana (ICe) ricade nel 7% delle eruzioni esplosive di maggiore magnitudo ($M \geq 4$) al mondo avvenute nel Quaternario. Tutti i parametri fisici di quest'eruzione sono impressionanti: dai 30.000 km² corrispondenti all'area originariamente coperta dai prodotti eruttati (Fisher et al., 1993), agli affioramenti sui rilievi appenninici ad oltre 1000 m di quota (Barberi et al., 1978), alla capacità della corrente piroclastica associata di attraversare il golfo di Napoli e depositare uno spesso deposito saldato in penisola Sorrentina (Fisher et al., 1993). Questo preminente corpo geologico rappresenta il principale livello guida del vulcanismo campano, in quanto interstratificato con i prodotti dei centri eruttivi di Ischia (Rosi et al., 1988; Perrotta et al., 2010), Somma-Vesuvio (Di Vito et al., 2008; Santacroce et al., 2008) e Roccamonfina (De Rita e Giordano, 1996; Giannetti, 2001). Inoltre, i prodotti distali (co-ignimbrtici e co-pliniani) dell'IC, costituiscono un importantissimo marker stratigrafico del Pleistocene Superiore del continente europeo (Melekestsev et al., 1988; Seymour e Christanis, 1995; Fitzsimmons et al., 2013; Veres et al., 2013) e del Mediterraneo (Thunell et al., 1979; Sparks e Huang, 1980; Cornell et al., 1983; Paterne et al., 1988; Cramp et al., 1989; Vezzoli, 1991; Engwell et al., 2014). L'elevato numero di studi prodotti sull'Ignimbrite Campana ha generato un intenso dibattito su alcuni punti essenziali di quest'eruzione, quali: il tipo, centrale o fissurale, e la localizzazione del centro eruttivo, Campi Flegrei, Piana Campana, Acerra (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Scandone et al., 1991; Fisher et al., 1993; Rolandi et al., 2003), l'eventuale presenza di una fase pliniana da colonna sostenuta (Di Girolamo et al., 1973; Rosi et al., 1999, Perrotta e Scarpati, 2003), lo sviluppo di una caldera (Rosi e Sbrana, 1987; Orsi et al., 1996). Recenti ricerche hanno affrontato questi problemi fornendo nuovi contributi che confermano la localizzazione dell'area sorgente nei Campi Flegrei e le relazioni tra facies prossimali (Breccia Museo) e distali (Scarpati e Perrotta, 2012), lo sviluppo di una colonna pliniana sostenuta (Pyle et al., 2006) ed il collasso di una caldera nei Campi Flegrei (Vitale e Isaia, 2014). I depositi della Breccia Museo, a causa della loro controversa correlazione con l'IC, sono stati oggetto di una notevole mole di studi che ne hanno definito: la stratigrafia, la

distribuzione, la composizione chimica dei componenti juvenili (pomici, spatter, ossidiane), la dinamica eruttiva e i meccanismi deposizionali (Rosi e Sbrana, 1987; Barberi et al., 1991; Perrotta e Scarpati, 1994; Melluso et al., 1995; Orsi et al., 1996; Ort et al., 1999; Rosi et al., 1996; Pappalardo et al., 2002; Fulignati et al., 2004; Fedele et al., 2008).

I depositi propriamente ignimbrici, affioranti nella Piana Campana e nelle aree appenniniche della regione campana, rappresentano la frazione volumetricamente più importante dell'eruzione (Scarpati et al., 2014). In letteratura, l'Ignimbrite Campana/Tufo Grigio è descritta come un deposito cineritico con pomici disperse (Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997). La successione ignimbrica è stata interpretata in termini di sequenza ignimbrica standard (sensu Sparks et al., 1973) costituita dai convenzionali: 'livello 1', 'livello 2a', 'livello 2b'. È rimarcabile che anche nell'innovativo lavoro di Fisher et al. (1993), in cui è messo in discussione il modello di riferimento sulle modalità di trasporto dei flussi densi e laminari, a favore di flussi espansi e turbolenti, la descrizione della sequenza stratigrafica dell'IC è riportata ancora in termini di livelli 1 e 2 della 'sequenza idealizzata di Sparks (1973)'. Recentemente, Cappelletti et al. (2003) e Scarpati e Perrotta (2012) definiscono una più articolata sequenza di unità stratigrafiche all'interno della successione ignimbrica medio-distale. Si tratta di quattro unità stratigrafiche la cui distribuzione areale non è uniforme. Dal basso verso l'alto si individuano: un'unità basale formata da un deposito cineritico incoerente e stratificato (USAF = *Unconsolidated Stratified Ash Flow*). L'unità soprastante (WGI = *Welded Gray Ignimbrite*) è formata da un deposito grigio massivo, cineritico, saldato, con pessimo sorting, contenente clasti (blocchi) scoriacei, a gradazione inversa, e subordinati litici e cristalli immersi nella matrice cineritica. In alcuni casi, è possibile osservare strutture da degassazione e fessurazioni colonnari. Questa unità rappresenta la maggior parte dello spessore (e quindi del volume) dell'IC. L'unità WGI grada in un deposito cineritico giallo, litificato per zeolitizzazione (LYT = *Lithified Yellow Tuff*). La sequenza è chiusa al top da un'unità incoerente formata da pomici grossolane arrotondate, a gradazione inversa, immerse in una matrice cineritica (CPF = *Coarse Pumice Flow*). Di questa successione sono stati studiati i processi di mineralizzazione post deposizionale che hanno portato alla feldspatizzazione e zeolitizzazione di buona parte del deposito (Cappelletti et al., 2003; Langella et al., 2013), mentre scarsa attenzione è stata prestata all'interpretazione vulcanologica della sequenza e della distribuzione delle nuove unità stratigrafiche individuate.

Il principale scopo di questa tesi è quello di ricostruire, per la prima volta, l'architettura di questo esteso deposito piroclastico, sulla base dell'individuazione della ricorrenza e della

distribuzione delle litofacies presenti nelle unità stratigrafiche individuate (USAF, WGI, LYT e CPF), in modo da ricostruire i processi di trasporto e deposizione che agivano durante la fase da corrente piroclastica dell'eruzione dell'IC. Esistono in letteratura scarsissimi dati sedimentologici sull'Ignimbrite Campana a causa della diffusa saldatura del deposito ignimbrico. Durante questa tesi, grazie al campionamento ed all'analisi di 155 campioni prelevati in tutte le porzioni incoerenti o debolmente saldate delle unità stratigrafiche precedentemente descritte, è stato possibile definire la granulometria, i componenti (percentuale in peso di juvenili, litici e cristalli) e la densità dei clasti delle litofacies descritte. Inoltre, sono state eseguite delle analisi chimiche in tutte le unità stratigrafiche. Lo scopo di queste analisi non è quello di produrre un modello petrologico dei processi magmatici ma di utilizzare le variazioni chimiche come supporto per ricostruire l'evoluzione spaziale e temporale della corrente piroclastica. Sono state riconosciute delle superfici criptiche all'interno del deposito, individuate sulla base della variazione dei clasti juvenili (scorie e pomici) presenti nelle varie unità e della zonazione composizionale del deposito che possono essere interpretate in termini dinamici per ricostruire la mobilità della corrente piroclastica ed evidenziare la progradazione o retrogradazione del suo fronte secondo i concetti di entracrona e depocrona espressi da Branney and Kokelaar (2002).

Lo studio delle litofacies, per descrivere i depositi da corrente piroclastica, è stato adottato sia per la ricostruzione di piccoli centri eruttivi (Suwolbong tuff ring, Sonh e Chough, 1989) che per ignimbriti di maggiore volume (Mount St Helens 1980 eruption, Druitt, 1992; Neapolitan Yellow Tuff, Cole and Scarpati, 1993; Parata Grande Tuff, Perrotta et al., 1996; Poris Formation, Brown and Branney, 2004; Zaragoza Ignimbrite, Carrasco-Nunez and Branney, 2005). Come verrà illustrato nei capitoli successivi, l'IC presenta variazioni di facies sia verticali che laterali che suggeriscono variazioni temporali (instazionarietà) e spaziali (non uniformità) di alcuni parametri che agiscono durante il trasporto e la sedimentazione (es. velocità, concentrazione, reologia). La ricostruzione dell'architettura 3D dell'IC su un substrato fortemente articolato, permette di esplorare come i processi di trasporto e deposizionali, a scala locale e regionale, siano influenzati dalle condizioni all'interno della corrente, specialmente nella parte basale da cui si aggrada il deposito, anche in funzione della distanza e dell'azimuth rispetto alla sorgente (collocata nell'area NE dei Campi Flegrei) e della topografia. L'omogeneità laterale di alcune facies, nella principale unità ignimbrica (WGI), sottolinea la persistenza di condizioni relativamente uniformi durante la deposizione da una corrente piroclastica sostenuta di elevata magnitudo come l'ignimbrite Campana.

1

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana: Conoscenze bibliografiche

1.1 Introduzione

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (ICe) (o Tufo Grigio Campano) rappresenta, per la notevole distribuzione areale e lo spessore dei depositi associati, uno degli eventi eruttivi di maggiore interesse scientifico e vulcanologico da almeno due secoli (e.g. Breislak, 1798; Pilla, 1833; Scacchi, 1849; 1882; 1885; Ricciardi, 1882; 1884; Johnston Levis, 1891; Tenore, 1891; Franco, 1900; De Lorenzo, 1904; Galdieri e Paolini, 1913; Rittmann, 1950; Di Girolamo, 1968 e altri riferimenti di seguito). È spesso definita in letteratura come “supereruzione” (e.g. Civetta et al., 1997; Marianelli et al., 2006) il cui impatto ha notevolmente influenzato l'ambiente dal punto di vista climatico e antropologico (Fedele, 2002; Fedele et al., 2003; 2007; 2008; Giaccio, 2005; Giaccio et al., 2006; 2007; 2008 Oppenheimer, 2011; Black, 2014).

Sebbene esista una forte disputa, la maggior parte dei autori concorda nel ritenere che i Campi Flegrei siano la regione sorgente (vedi paragrafo successivo) e che l'eruzione sia stata responsabile di un primo sprofondamento calderico dell'area (Rosi e Sbrana; 1985; Orsi et al., 1996). I Campi Flegrei (Fig. 1.1), appartenenti alla Provincia Magmatica Romana (Melluso et al., 1995; Peccerillo, 2005), sono situati a ovest della città di Napoli e, unitamente alla parte continentale, comprendono le isole di Ischia e Procida con il vicino isolotto di Vivara e alcuni centri eruttivi sottomarini (Le Formiche di Vivara, La Catena, Banco di Nisida e Banco di Pentapalumbo) situati nell'area nord-occidentale del Golfo di Napoli (Orsi et al., 1996; De Astis et al., 2004). L'area flegrea sorge all'interno del graben che comprende la Piana Campana, il quale in seguito a sforzi tettonici distensivi connessi all'apertura del Mar Tirreno, è stato diviso in più strutture minori, tipo horst-graben (Orsi et al., 2004). I Campi Flegrei, che ricoprono un'area di 400 km² (Barberi et al., 1991), sono un campo vulcanico, ovvero una struttura che comprende più centri vulcanici attivi durante il Quaternario (Rosi et al., 1983; Barberi et al., 1991), dominato da due grandi strutture vulcano-tettoniche (caldere), innestate l'una nell'altra, delle quali la più antica ed estesa (12 km) è associata proprio all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Rosi et al., 1983; Rosi e Sbrana, 1987; Barberi et al., 1991; Orsi et al., 1996; Perrotta et al. 2006) mentre la seconda è associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (Orsi et al., 1992, 1995; Scarpati et al., 1993).

Oltre all'area sorgente, età e volume dei depositi nonché la correlazione stratigrafica tra depositi prossimali (formazione della Breccia Museo) e medio-distali sono sempre stati ampiamente dibattuti e ancora oggi non esiste una visione univoca. Nei prossimi paragrafi è presentata una revisione critica degli aspetti vulcanologici dell'Ignimbrite Campana.

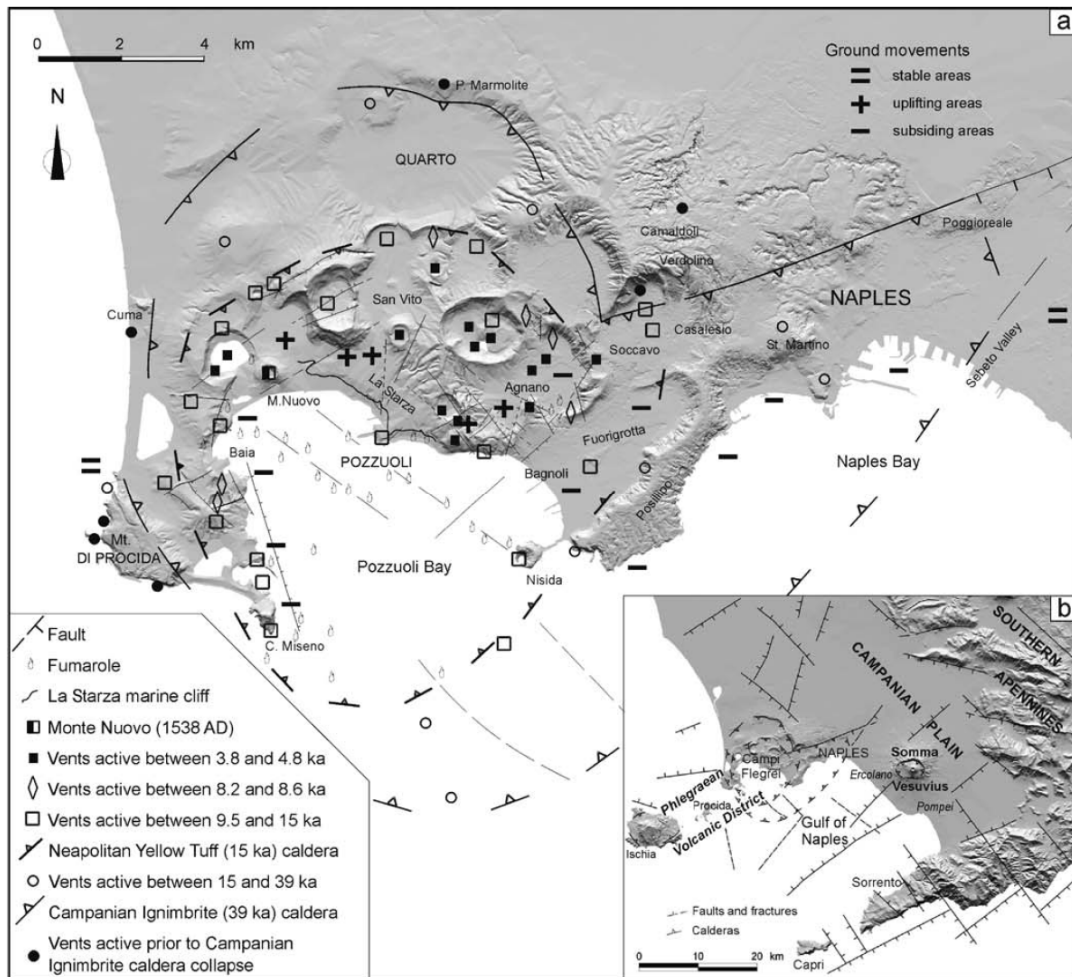


Fig 1.1 a) Schema strutturale dei Campi Flegrei (Orsi et al., 2004 da Wohletz et al., 1999). b) Schema strutturale della Piana Campana che include il complesso vulcanico Somma – Vesuvio e i Campi Flegrei (Campi Flegrei continentali, Ischia e Procida).

1.2 Ipotesi sull'area sorgente dell'ICe

Molteplici e varie sono le ipotesi riguardo la possibile ubicazione dell'area sorgente dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana.

Breislak (1798) ipotizza che l'ignimbrite abbia avuto origine da vulcani sottomarini mentre Pilla (1833) propone il vulcano Roccamonfina come area sorgente. Scacchi (1849) ritiene che il tufo sia stato generato da eruzioni flegree e trasportato distalmente dai venti mentre, in seguito, lo stesso autore (Scacchi, 1881; 1885) ipotizza che il tufo sia stato prodotto da centri eruttivi locali (vulcani fluoriferi) e che il materiale si sia sedimentato nel punto stesso in cui è stato eruttato. Ricciardi (1882) ipotizza che l'ignimbrite sia il prodotto dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. mentre in seguito lo stesso autore (Ricciardi, 1885) propone che il deposito sia stato generato principalmente da attività flegrea ed, in minima parte, vesuviana (inclusi fluoriferi). Johnston Levis (1891), De Lorenzo (1904) e Galdieri e Paolini (1913) ritengono che la zona sorgente fosse ubicata nell'area dei Camaldoli di Napoli. Rittmann (1950) ipotizzò la presenza di un antico stratovulcano nell'area flegrea, chiamato Archiflegreo, che fu completamente distrutto dall'eruzione. Di Girolamo (1970) pone il centro eruttivo lungo una frattura in una zona compresa tra Napoli e Lago Patria in base alla variazione delle dimensioni delle scorie. Barberi et al., 1978 suggeriscono che il punto di emissione sia ubicato tra Napoli e Villa Literno in base alla distribuzione dei litici. Di Girolamo et al. (1984) e Lirer et al. (1987) ipotizzano che l'eruzione abbia avuto origine da fratture regionali che bordano i Campi Flegrei continentali mentre Rosi et al. (1983; 1996), Armienti et al. (1983), Rosi e Sbrana (1987), Fisher et al. (1993), Ort et al. (1999; 2003) e Orsi et al. (1996) in base alla distribuzione dei depositi prossimali da corrente piroclastica e allo studio delle anisotropie della suscettibilità magnetica localizzano il centro eruttivo all'interno dei Campi Flegrei, nell'area di Pozzuoli. Scandone et al. (1991) identificano il punto di emissione nella depressione di Acerra. Perrotta e Scarpati (1994) e Melluso et al. (1995), in accordo con quanto già ipotizzato da Pescatore e Rolandi (1981), localizzano il centro eruttivo della Breccia Museo (considerata dagli autori come un episodio eruttivo non correlato all'Ignimbrite Campana) nel canale di Procida. Pappalardo et al. (2002) pongono la zona sorgente nei Campi Flegrei e ipotizzano un vent centrale per la fase pliniana a colonna sostenuta e multi-vents, attivi lungo fratture, che hanno generato le correnti piroclastiche. Rolandi et al. (2003) ipotizzano, invece, che l'eruzione sia avvenuta da più centri eruttivi attivatisi lungo faglie neotettoniche nella Piana Campana. Recentemente, Scarpati e Perrotta (2012) hanno suggerito che il centro eruttivo dell'ICe fosse ubicato nel settore nord-orientale

dei Campi Flegrei (piana di Quarto), in base alla distribuzione dei depositi prossimali da corrente piroclastica (Breccia Museo) e al notevole spessore (10 m) dell'unità da caduta e alla presenza di abbondanti balistici.

1.3 Età dell'eruzione

L'età dell'eruzione ha sempre destato molta incertezza. Un schema riassuntivo delle datazioni presenti in letteratura e del metodo di datazione utilizzato è presentato in Tab. 1.1. Datazioni effettuate nei decenni passati, tramite metodi radiometrici quali ^{14}C , K/Ar o $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ hanno fornito valori che variano da 30 ka (Curtis, 1966) a 33-34 ka (e.g. Cassignol e Gillot, 1982; Di Girolamo et al., 1984) a 37 ka (e.g. Deino et al., 1992; 1994). Altre datazioni (Alessio et al., 1971, 1973, 1974), eseguite su molteplici affioramenti attribuiti all'IC appaiono molto discordanti e variabili in un ampio intervallo temporale (da 25 a 42 ka). Recenti datazioni Ar/Ar (e.g. De Vivo et al., 2001; Fedele et al., 2008; Bourne et al., 2010) si attestano su un'età di 39 ka.

Paterne et al. (1988) identificano 5 diversi livelli di tefra a composizione trachitica, intercalati nei sedimenti marini delle carote prelevate nel Mar Mediterraneo centrale, datandoli tramite l'isotopo dell'ossigeno $\delta^{18}\text{O}$ tra 24,1 e 36,9 ka. Tali livelli sono definiti dagli autori "Campanian Ignimbrite Series".

Zielinski et al. (1996) propongono un'età di 34 ka misurata tramite un picco di SO_4^{2-} nel carotaggio GISP2 in Groenlandia. I sedimenti carotati contengono un record completo dell'attività vulcanica avvenuta nel Pleistocene. Tale attività è rappresentata da picchi di SO_4^{2-} . L'attribuzione di un picco di SO_4^{2-} , datato 34,5 ka BP, all'ICe non è certa, infatti gli autori sostengono che potrebbe essere anche ascrivibile ad una grande eruzione del Mt St. Helens avvenuta nello stesso periodo. Secondo Fedele et al. (2003), i sedimenti prelevati nel carotaggio GISP2 mostrano 25 picchi di SO_4^{2-} potenzialmente compatibili con l'eruzione dell'Ignimbrite Campana. Il numero di picchi compatibili si riduce a 1 se si confrontano i dati del carotaggio GISP2 con dati paleoclimatici (l'ICe coincide con l'inizio di una piccola era glaciale definita Heinrich Event 4, HE4), paleomagnetici e isotopici (40 ka BP si è verificato un picco di ^{10}Be associato ad una variazione dell'intensità del campo geomagnetico definita Laschamp Event. Tale picco di ^{10}Be è stato misurato anche nel record geologico del Mar Tirreno e nel Lago di Monticchio ad una posizione stratigrafica molto prossima a quella dei tefra ascritti all'ICe). Questi eventi, anche se datati indipendentemente, mostrano un'ottima correlazione temporale con i prodotti ascritti all'ICe (40 ka).

Tab. 1.1 Datazioni dei prodotti dell'ICE presenti in letteratura. Per ogni età è riportato il metodo di datazione ed il materiale su cui è stata effettuata.

Riferimento	Età (ka)	Materiale datato	Metodo di datazione
<i>Curtis, 1966</i>	30	-	K/Ar
<i>Alessio et al., 1971,1973,1974^A</i>	25 - 42	legno carbonizzato e paleosuolo	¹⁴ C
<i>Thunnel et al., 1979</i>	38	tefra distale	Isotopo dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$)
<i>Di Girolamo, 1973</i>	28 - 36	Legno carbonizzato	¹⁴ C
<i>Cassignol e Gillot, 1982</i>	34,4	-	K/Ar
<i>Di Girolamo et al., 1984</i>	33,3	scoria	K/Ar
<i>Capaldi et al., 1987</i>	27-42	legno carbonizzato e paleosuolo	¹⁴ C
<i>Lirer et al., 1987</i>	34	-	-
<i>Paternè et al., 1988</i>	24,1 - 36,9	tefra distale	Isotopo dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$)
<i>Lirer et al., 1991^B</i>	17,9	carbone e paleosuolo alla base della Breccia Museo	¹⁴ C
<i>Deino et al., 1992; 1994</i>	37	sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Zielinski et al., 1996</i>	34,5	-	picco di SO ₄ ²⁻ nel carotaggio GISP2 in Groenlandia
<i>Orsi et al., 1996</i>	37	-	-
<i>Ramrath et al., 1999</i>	36	tefra distale	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Ricci et al., 2000</i>	39,5	-	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Ton-That et al., 2001</i>	41	sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>De Vivo et al., 2001</i>	39	sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Rolandi et al., 2003</i>	37,9 – 42,6	sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Fedele et al., 2003</i>	40	-	picco di SO ₄ ²⁻ nel carotaggio GISP2 in Groenlandia
<i>Lamphere et al., 2003</i>	38,1	sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Wulf et al., 2004</i>	32,9	tefra distale	Varve dating
<i>Fedele et al., 2008</i>	39	sanidino (Breccia Museo)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar
<i>Bourne et al., 2010</i>	39	sanidino	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar

^A Tutte le datazioni ¹⁴C eseguite da Alessio et al. (1971, 1973, 1974) sono riassunte nella Tab. A1 di Scandone et al., 1991.

^BLirer et al., (1991) considerano la Breccia Museo come il prodotto di un'eruzione più recente e non correlabile all'Ignimbrite Campana.

1.3 I depositi

La sequenza eruttiva è rappresentata, essenzialmente, da due unità principali: a) un'unità di pomici da caduta, con dispersione verso E (e.g. Scandone et al., 1991; Rosi et al., 1999; Perrotta e Scarpati, 2003), coperta da b) un'unità da corrente piroclastica formata, principalmente, da un tufo trachitico saldato, che varia verticalmente in colore da grigio a giallo (e.g. Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993; Cappelletti et al., 2003; Scarpati e Perrotta, 2012; Langella et al., 2013; Scarpati et al., 2014) il cui spessore massimo è stimato a 60 m in area continentale (Bellucci, 1994) e circa 120 m nel Golfo di Napoli (fig. 7 di Rolandi et al., 2003). La stima dell'area coperta dal corpo ignimbrico va da 7000 km² (Barberi et al., 1978) a 30000 km² (Fisher et al., 1993).

Un livello cineritico denominato Y5, ascrivito a questa eruzione e associato alla fase co-pliniana e co-ignimbrica, è stato riscontrato in tutta la porzione centrale e orientale del bacino del Mediterraneo (Thunell et al., 1979; Sparks e Huang, 1980; Paterne et al., 1986; 1988; Cramp et al., 1989; Ton-That et al., 2001; Pyle et al., 2006; Bourne et al., 2010; Moorley e Woodward, 2011; Fitzsimmons et al., 2013; Veres et al., 2013; Engwell et al., 2014; Vigliotti et al., 2014) fino in Russia (Melekestsev et al., 1988), su un'area compresa tra 3 – 5 x 10⁶ km² (Perrotta e Scarpati, 2003; Rolandi et al., 2003; Giaccio et al., 2008).

1.3.1 L'unità da caduta

L'unità da caduta, alla base della successione, è stata studiata in dettaglio nelle caratteristiche stratigrafiche e di dispersione da Rosi et al. (1999) e Perrotta e Scarpati, (2003), mentre un dettaglio sulle caratteristiche composizionali e tessiturali è stato fornito da Signorelli et al. (1999) e Polacci et al. (2003). Perrotta e Scarpati (2003) calcolano, inoltre, la partizione volumetrica tra i tefra pliniani, co-pliniani e co-ignimbrici ascriviti all'ICE.

Riguardo l'unità da caduta, esistono interpretazioni discordanti, come quella di Di Girolamo et al., (1973), i quali sostengono l'ipotesi che l'unità in questione sia stata prodotta da un evento eruttivo più antico, anche se di poco, dell'Ignimbrite Campana. L'ipotesi deriva dal ritrovamento, in pochi affioramenti, di un livello interpretato da Di Girolamo et al., (1973) come un paleosuolo che separa l'unità da caduta dall'unità ignimbrica. In successive interpretazioni (Scandone et al., 1991), il livello identificato come paleosuolo da Di Girolamo et al., (1973), è stato reinterpretato come un livello cineritico, che grada verticalmente nella soprastante ignimbrite.

L'ipotesi di Di Girolamo et al. (1973) è stata, in tempi recenti, riavvalorata da Rolandi et

al., (2003) sulla base di correlazioni stratigrafiche e composizionali. Questi autori basano la loro interpretazione sulla presenza di spessi (20-25 m) depositi da caduta nell'area dei Camaldoli e di San Martino direttamente al di sotto della facies pipernoide dell'IC. Secondo gli autori, questi prodotti da caduta hanno stessa composizione chimica e caratteristiche tessiturali dell'unità da caduta attribuita da altri autori (Scandone et al., 1991; Rosi et al., 1999; Signorelli et al., 1999; Polacci et al., 2003; Perrotta e Scarpati, 2003) all'IC e sono ascrivibili ad un'eruzione pliniana più antica, datata 40 - 41 ka, la cui sorgente è attribuita, con molta incertezza, al vulcano di Chiaia, nell'area di Napoli.

Lo studio dei tephra distali dell'IC ha, però, prodotto un'importante prova a sostegno dell'origine cogenetica dei prodotti da caduta e da corrente piroclastica ascritti a questa eruzione.

In particolari contesti geologici e morfologici, come laghi o bacini endoreici, la sedimentazione avviene in modo continuo e praticamente indisturbato. Lo studio di queste sequenze di sedimentazione, quindi, permette di poter ricostruire, con buona certezza, gli eventi geologici che le hanno prodotte.

All'interno di carote, prelevate nel Lago Grande di Monticchio (Wulf et al., 2004), situato a 120 km a est di Napoli, nell'area vulcanica del Monte Vulture, e nel Pantano di San Gregorio Magno (e.g. Aiello et al., 2007; Munno e Petrosino, 2007), situato nella parte meridionale del massiccio del Monte Marzano (Appennino Meridionale), sono stati riscontrati ad una profondità, rispettivamente, di 25 e 8,5 m, livelli di origine vulcanica ascritti all'IC. Tali livelli sono formati da pomici da caduta coperti da livelli di cenere co-ignimbritica che mostrano una sedimentazione continua, testimoniando il repentino susseguirsi degli eventi che li hanno generati.

Una conferma viene dal tasso di sedimentazione che per il lago Grande di Monticchio è di 62 cm/ka. Tale velocità di sedimentazione lascia intuire che un'eventuale stasi temporale, anche non eccessivamente lunga, tra la sedimentazione del livello di pomici e il soprastante livello cineritico, sarebbe stata testimoniata dalla deposizione di materiale sedimentario.

Rosi et al., (1999) dividono l'unità da caduta in due porzioni, chiamate LFU (*Lower Fall Unit*) e UFU (*Upper Fall Unit*), divise, a loro volta, in 7 sub-unità (da V1 a V7) (Fig. 2.3). Secondo gli autori la suddivisione in sub-unità è visibile in tutti gli affioramenti situati in prossimità dell'asse di dispersione, sebbene i limiti tra le sub-unità non appaiano netti ma gradati (Fig. 1.2).

LFU è formata da lapilli pomicei, da bianchi a grigio chiaro, con gradazione inversa, ottimo sorting, e subordinati litici lavici, formati principalmente da lave trachitiche non alterate e rare

ossidiane. UFU è formata da lapilli pomicei di colore scuro, talvolta rosati, debolmente stratificati, sorting da buono a scadente, con dispersi litici lavici accidentali e rare ossidiane.

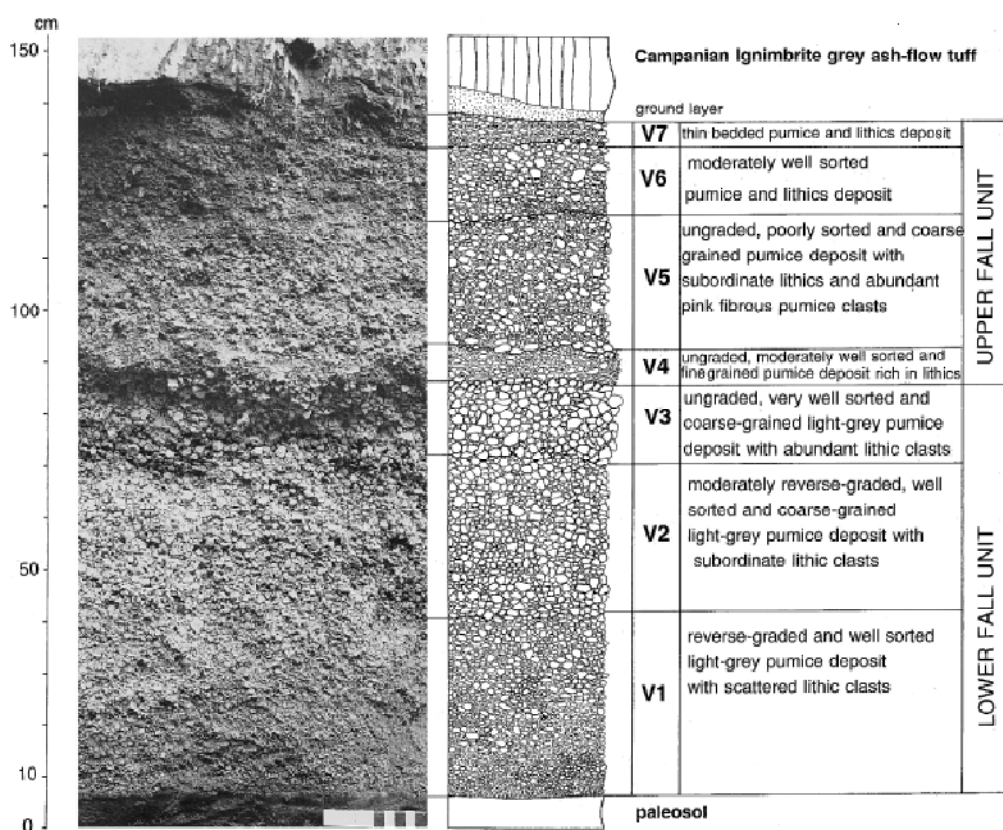


Fig 1.2. Sezione stratigrafica tipo del deposito pliniano da caduta dell'ICE (Rosi et al. 1999)

Secondo Rosi et al., (1999), la dispersione di LFU e UFU (Fig. 1.3) è avvenuta secondo assi con direzione leggermente differente, con il centro eruttivo identificato nella porzione centrale della caldera flegrea, nell'area di Pozzuoli. L'altezza della colonna eruttiva, calcolata tramite il modello di Carey e Sparks (1986), è stata stimata a 44 km per LFU e 40 km per UFU, mentre i volumi calcolati sono, rispettivamente, 8 e 7 km³.

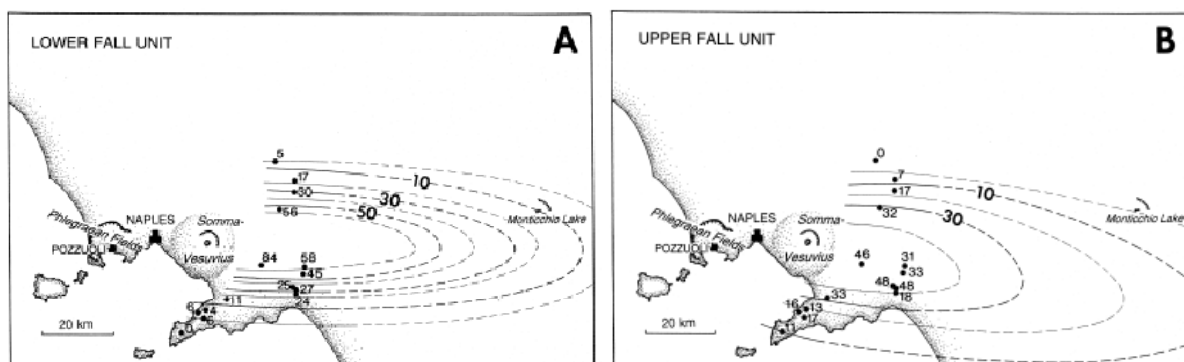


Fig. 1.3 Dispersione delle unità riconosciute da Rosi et al. (1999) nel deposito pliniano da caduta dell'ICE.

Le caratteristiche di LFU e UFU hanno permesso di ricostruire la dinamica della colonna eruttiva, evidenziandone la variabilità del comportamento nel tempo. La fase I, relativa alla deposizione di LFU, è stata caratterizzata da una colonna eruttiva di altezza ed energia crescente, come testimonia la gradazione inversa di LFU. L'ottimo sorting è stato spiegato dagli autori con l'azione di forti venti dominanti ($> 30 \text{ m s}^{-1}$) che hanno permesso una buona separazione tra la frazione fine e quella grossolana. La fase II, relativa alla deposizione di UFU, è stata caratterizzata da una colonna eruttiva a minore energia ma che aveva un comportamento pulsante. La diminuzione dell'altezza della colonna è testimoniata da un generale decremento delle dimensioni dei clasti mentre, la fase oscillante è testimoniata da una mera alternanza di livelli a minore e maggiore granulometria. Il pessimo sorting riscontrato in alcuni di questi livelli è stato spiegato con oscillazioni della colonna che avvenivano in tempi molto rapidi, non permettendo una selezione granulometrica.

Perrotta e Scarpati, (2003), il cui lavoro è stato finalizzato principalmente alla definizione della distribuzione dei tephra distali e alla partizione dei volumi tra i tephra pliniani (connessi alla sedimentazione prossimale dalla colonna), co-pliniani (frazione fine sedimentata dalla colonna eruttiva e dalla nube eruttiva) e i tephra co-ignimbrici (frazione fine elutriata durante il moto di una corrente piroclastica), hanno diviso l'unità da caduta (*PPF* = *Plinian Pumice Fall*) alla base della successione dell'IC, in 5 livelli denominati con lettere dalla A alla E, coperti dalla facies ignimbrica (Fig. 1.4).

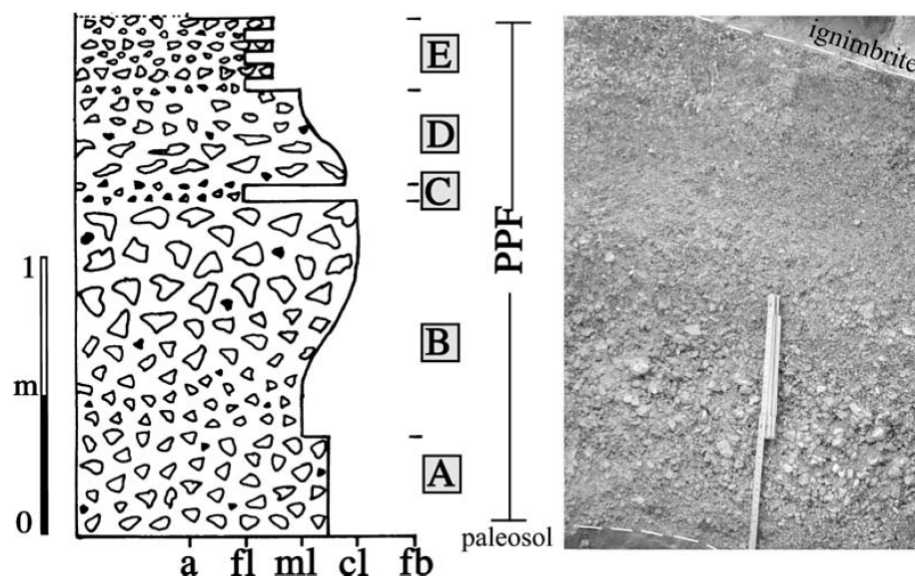


Fig. 1.4 Sezione stratigrafica dell'unità da caduta relativa all'eruzione dell'Ignimbrite Campana studiata da Perrotta e Scarpati (2003).

La dispersione dei prodotti relativi alla sola fase pliniana è mostrata in Fig. 1.5. I livelli da A a D sono formati da lapilli pomicei da fini a grossolani, di colore grigio chiaro, molto vescicolati, con pochi litici e cristalli fatta eccezione per il livello C che appare molto ricco sia in litici che in cristalli. Il livello E, che chiude la sequenza da caduta e che in molti casi appare eroso dal soprastante deposito da flusso piroclastico, è formato da lapilli debolmente stratificati.

Il volume calcolato per la frazione sedimentata direttamente dalla colonna eruttiva e dalla nube eruttiva è di 20 km³, ripartito in 4 km³ per la frazione pliniana (rispetto ai 15 km³ di Rosi et al., 1999) e 16 km³ per la frazione co-pliniana, mentre il volume dei tephra co-ignimbritici è di almeno 100 km³, con un rapporto di circa 1:5 tra la frazione pliniana e co-pliniana e quella co-ignimbritica.

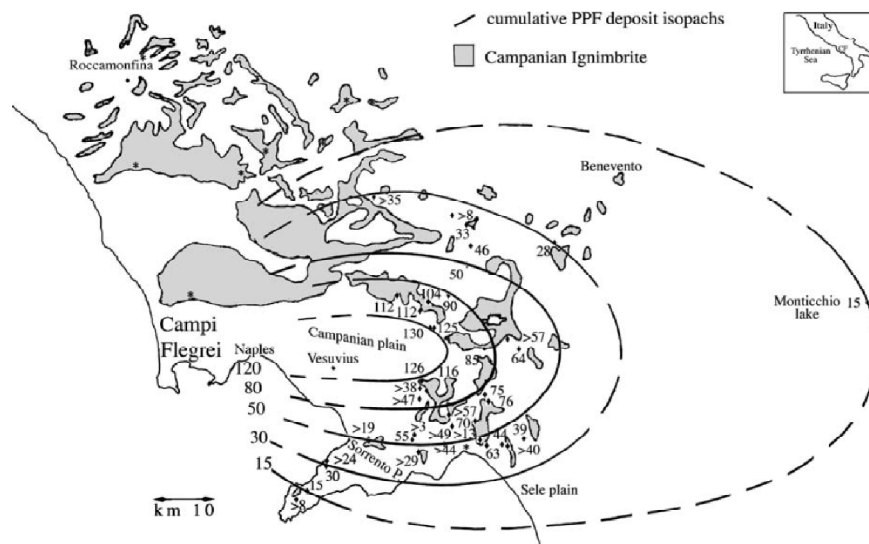


Fig. 1.5 Distribuzione dell'intero deposito da caduta, associato all'Ignimbrite Campana, secondo Perrotta e Scarpati (2003).

1.2.2 Depositi da corrente piroclastica

Nei decenni passati, i depositi da corrente piroclastica dell'ICe sono stati descritti come estremamente monotoni, sia verticalmente che lateralmente. Di Girolamo (1970) descrive l'IC come un deposito cineritico grigio contenente scorie grigio scuro in cui il grado di saldatura decresce verso l'alto (piperno, tufo pipernoide, tufo, cinerazzo). Rolandi et al. (2003) riprendono parzialmente questa suddivisione distinguendo due unità principali (Fig. 1.6): L'unità 1 è descritta come un deposito cineritico, avente un variabile grado di saldatura, alla cui base è talvolta presente un deposito stratificato spesso fino a 20 cm (*ground surge deposit*). L'unità 1 poggia, localmente, in varie zone della Piana Campana su una breccia litica con una quantità di matrice variabile. Tale breccia è interpretata come la facies prossimale dell'IC. L'unità 2, sovrapposta verticalmente, è formata da brecce litiche prossimali con scarsa matrice che gradano in un deposito cineritico contenente scorie e una quantità variabile di cristalli. Le due unità sono divise da superficie di erosione che gli autori attribuiscono ad uno hiatus deposizionale non rilevante dal punto di vista temporale.

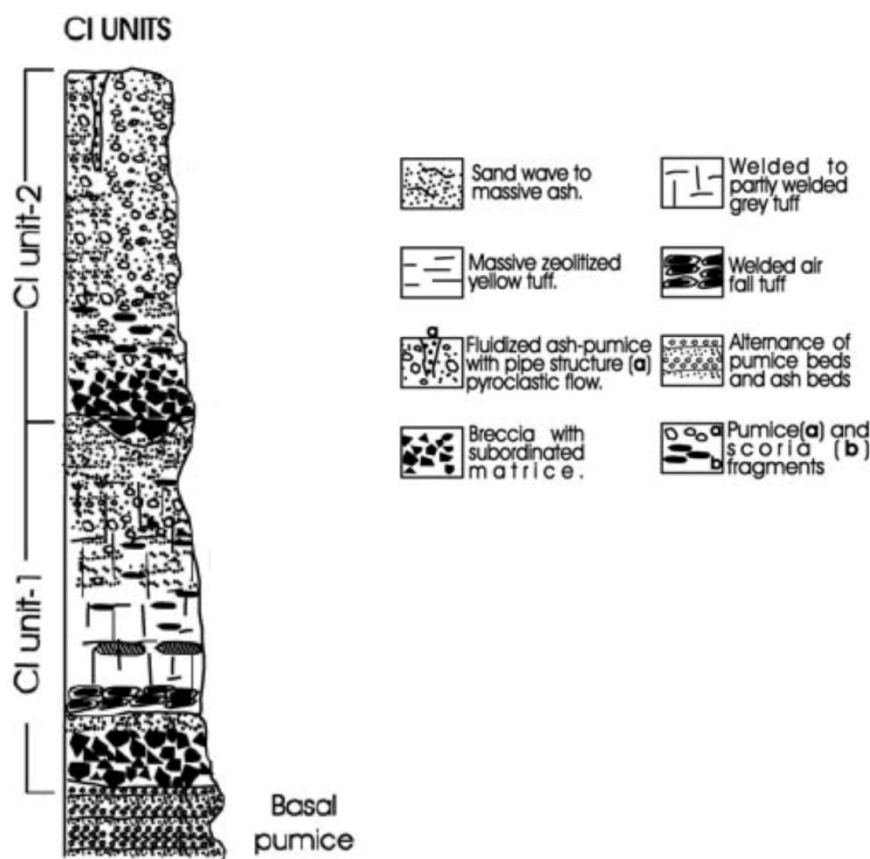


Fig. 1.6 Stratigrafia dell'IC proposta da Rolandi et al., 2003. Le due unità sono separate da una superficie di erosione che indica uno hiatus deposizionale non rilevante dal punto di vista temporale. Il deposito da caduta alla base della sequenza è interpretato come il prodotto di un'eruzione di poco più antica dell'ICe.

Successivamente, alcuni autori (e.g. Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997; Vigliotti et al., 2014) descrivono l'IC secondo il modello di ignimbrite standard proposto da Sparks et al. (1973) e Sparks (1976). In accordo con tale modello, l'IC (Fig. 1.7) è divisa in un livello basale, spesso fino a 10 cm a granulometria fine e con laminazione talvolta incrociata (livello 1) che passa verticalmente ad un deposito cineritico fine, massivo, da grigio chiaro a giallastro (livello 2a). Esso grada in un deposito cineritico contenente clasti più grossolani, avente un variabile grado di saldatura (livello 2b).

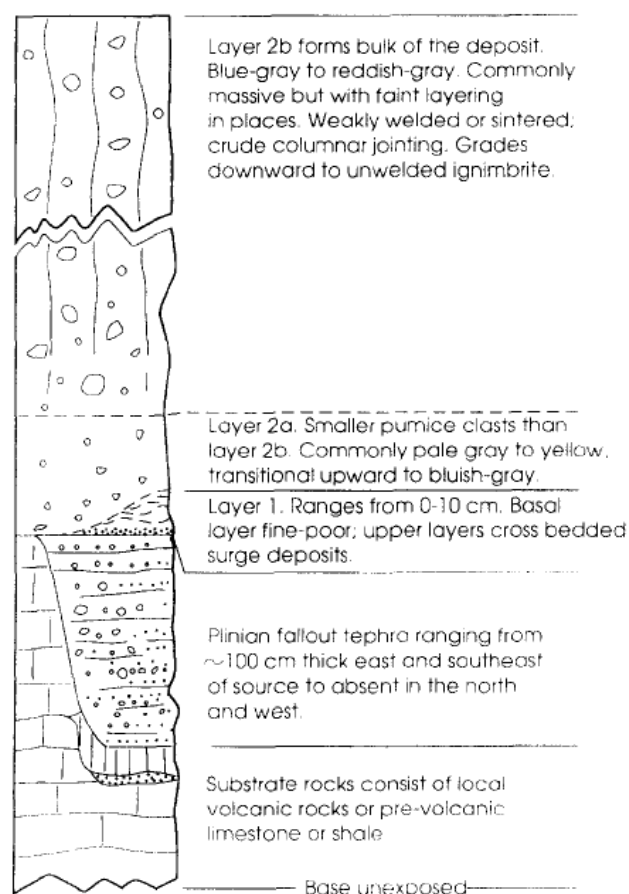


Fig. 1.7 Stratigrafia dei depositi dell'IC secondo Fisher et al. (1993). La distinzione dei livelli è fatta secondo il modello di ignimbrite standard di Sparks et al. (1973).

Più recentemente, Scarpati e Perrotta (2012) e Cappelletti et al. (2003) hanno suddiviso i depositi medio distali dell'IC in quattro unità stratigrafiche (Fig. 1.8A) la cui distribuzione areale non è uniforme (Fig. 1.9).

L'unità basale è formata da un deposito cineritico incoerente e stratificato (USAF = *Unconsolidated Stratified Ash Flow*), contenente lapilli pomicei arrotondati. Il colore passa dalla base al tetto, da bianco a rossastro. Un livello ricco in litici e cristalli, depleto in fini, è localmente presente alla base dell'unità. L'unità soprastante (WGI = *Welded Gray Ignimbrite*)

è formata da un deposito cineritico grigio saldato, spesso da molti metri a decine di metri, con pessimo sorting, contenente clasti (blocchi) scoriacei, a gradazione inversa, e subordinati litici e cristalli immersi nella matrice cineritica. In alcuni casi, è possibile osservare strutture da degassazione e abbondanti fessurazioni colonnari. La parte basale, per uno spessore di alcune decine di centimetri, è interamente composta da pomici immerse nella matrice cineritica. Il grado di saldatura è basso alla base ed incrementa verso la parte mediana del deposito. L'unità appare massiva senza superfici erosionali interne. Questa unità rappresenta la maggior parte dello spessore (e quindi del volume) dell'IC. L'unità WGI grada in un deposito cineritico giallo, litificato per zeolitizzazione (LYT = *Lithified Yellow Tuff*), contenete juvenili (scorie prossimalmente, pomici distalmente) arrotondati, con dimensioni variabili da lapilli a blocchi. La sequenza è chiusa al top un'unità incoerente formata da pomici grossolane arrotondate, a gradazione inversa, immerse in una matrice cineritica (CPF = *Coarse Pumice Flow*). Le unità USAF e WGI sono ubiquitarie mentre LYT e CPF sono localizzate in determinati settori della Piana Campana. La sequenza appena descritta rappresenta la stratigrafia di riferimento per il rilievo di campo effettuato durante questo lavoro.

La successione dell'IC comprende in aree prossimali una facies formata da una breccia litica alternata a piperno (Breccia Museo) (e.g. Perrotta e Scarpati, 1994; Rosi et al. 1996; Fedele et al. 2008).

I depositi della Formazione della Breccia Museo (BM), così chiamata da Johnston-Lavis (1888) per la sua eterogeneità litologica, sono stati argomento di forti dibattiti nel mondo scientifico in quanto alcuni autori (Rosi e Sbrana, 1987; Barberi et al., 1991; Rosi et al., 1996; Fulignati et al., 2004; Fedele et al., 2008) interpretano la BM come la facies prossimale dell'IC, mentre altri autori (Di Girolamo et al., 1984; Lirer et al., 1991; Scandone et al., 1991; Perrotta e Scarpati 1994; Melluso et al. 1995) ritengono che la BM sia stata generata da un evento eruttivo più recente dell'IC.

Questa seconda interpretazione è stata corroborata, per lungo tempo, da datazioni della BM che si attestano su 20 ka (Lirer et al., 1991), età incompatibile rispetto a quelle attribuite ai depositi medio-distali dell'IC (Tab. 1.1). Recentemente, Fedele et al., (2008) hanno ottenuto, tramite datazione con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, un'età compresa tra 37 e 39,5 ka, per i depositi della Breccia Museo. Questo dato, unitamente a evidenze vulcanologiche e petrografiche, ha consentito agli autori di definire, con certezza, la BM come la facies prossimale dell'IC.

La sequenza stratigrafica della Formazione della Breccia Museo, descritta da Fedele et al., (2008) in accordo con Perrotta e Scarpati (1994), è presentata in Fig. 1.8B. Gli autori distinguono 6 unità.

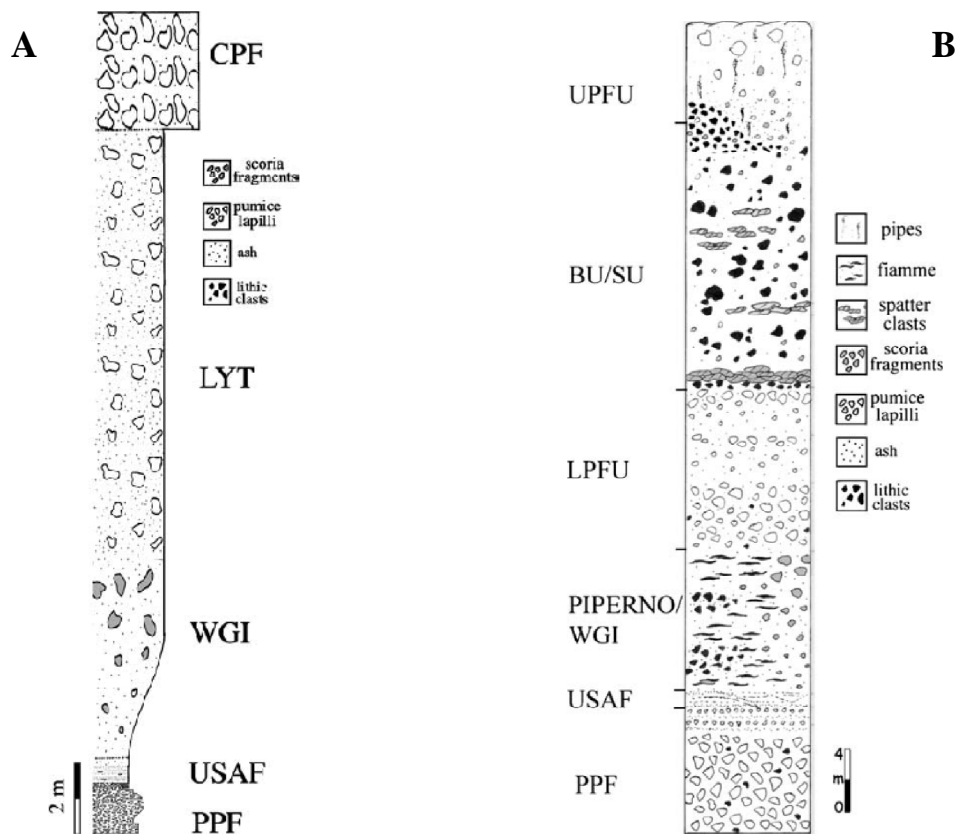


FIGURA 1.8 A - Sequenza stratigrafica composta dei prodotti dell'IC in facies medio-distale (Cappelletti et al., 2003). B - Sequenza stratigrafica della Formazione della Breccia Museo (facies proximale dell'IC) (Fedele et al., 2008; da Perrotta e Scarpati, 1994).

Le unità basali PPF e USAF sono le medesime di Cappelletti et al. (2003), Perrotta e Scarpati (2003) e Scarpati e Perrotta (2012) e sono già state descritte in precedenza. La terza unità è rappresentata da un deposito che consiste in un'alternanza di letti cineritici saldati contenenti scorie appiattite (fiamme) e una breccia monolito logica formata da frammenti lavici grigi (*Piperno*). Il *Piperno* grada lateralmente in un'ignimbrite saldata che per le sue caratteristiche litologiche è considerata l'equivalente proximale dell'unità WGI di Cappelletti et al. (2003) e Scarpati e Perrotta (2012) (Fig. 1.9). La successiva unità (LPFU = *Lower Pumice Flow Unit*) è un deposito ricco in pomici, poco classato, talvolta stratificato, spesso da poche decine di cm a decine di m, incoerente alla base a poco saldato o litificato verso il tetto. La quinta unità è formata da una breccia litica (BU = Breccia Unit) grossolana, con una scarsa frazione juvenile formata da pomici, spatter e ossidiane. Nella parte basale e centrale di BU appaiono intercalati depositi di spatter saldati (SU = *Spatter Unit*). L'unità al tetto della successione, talvolta ritrovata intercalata all'unità sottostante (BU/SU), è formata da un deposito incoerente, poco classato, formato da pomici e litici con una debole gradazione diretta e contenente abbondanti strutture da degassazione (UPFU = *Upper Pumice Flow Unit*).

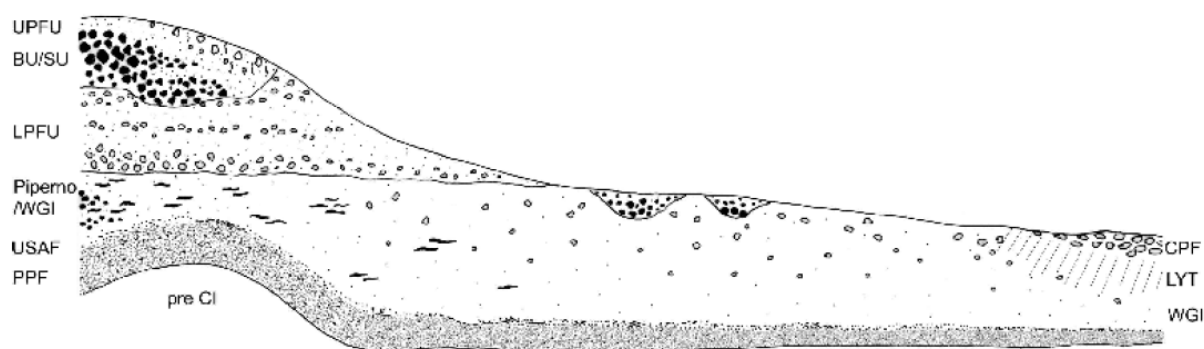


Fig. 1.9 Correlazione stratigrafica tra le unità prossimali (Breccia Museo) e distali dell'IC (Scarpati e Perrotta, 2012). Le unità USAF e WGI sono ubiquitarie. WGI grada prossimalmente in un deposito cineritico saldato contenente abbondanti fiamme (piperno). Le unità LPFU, BU/SU e UPFU sono confinate in aree prossimali mentre le unità LYT e CPF sono presenti solo in aree medio-distali.

Rosi et al. (1996) distinguono nella Breccia Museo solo quattro unità (da A a D). L'unità A è composta da quattro livelli di ignimbrite saldata con tessitura eutassitica intercalati a livelli di breccie litiche. Il deposito tufaceo è formato da fiamme, da centimetriche a decimetriche, immerse in una matrice cineritica grigio chiaro in cui sono dispersi rari litici, mentre i livelli di breccia sono formati principalmente da clasti lavici angolari. L'unità B è composta da una successione di livelli formati principalmente da a) depositi ignimbrici di basso grado (saldatura molto bassa), breccie litiche e depositi ignimbrici incipientemente saldati. L'unità C è formata da livelli di breccie composte da litici accidentali e subordinate pomici immerse in una scarsa matrice. Localmente il deposito è clasto-sostenuto. Lenti di spatter agglutinati sono presenti tra i livelli di breccia. Le lenti hanno un'estensione laterale di alcune decine di metri e gradano, sia lateralmente che verticalmente nei livelli di breccia. Infine, l'unità D è composta da un deposito ignimbrico di basso grado con abbondanti strutture da degassazione con estensione verticale di molti metri.

Dinamica eruttiva e deposizionale

Non sono molti i modelli proposti relativi alla dinamica eruttiva generale dell'IC. Uno dei modelli che riguarda la genesi del deposito ignimbrico è stato proposto da Fisher et al., 1993 (Fig. 1.10). La prima fase dell'eruzione è segnata dalla formazione di una colonna eruttiva pliniana (Fig. 1.10a), come successivamente confermato dagli studi di Rosi et al. (1999) e Perrotta e Scarpati (2003). Il collasso di tale colonna, nella seconda fase dell'eruzione, genera una corrente piroclastica, di energia tale da superare anche i più alti ostacoli morfologici (1000-1500 m), che si muove come un sistema espanso e turbolento (Fig.1.10b). Durante lo

scorrimento, la corrente si stratifica per densità generando un sistema deposizionale a più alta concentrazione, sormontato da un sistema di trasporto a bassa concentrazione e turbolento. Il sistema deposizione risente dell'influenza del substrato e viene deflesso dalla morfologia locale (come dimostrato dalle anisotropie della suscettibilità magnetica). La sedimentazione (Fig. 1.10c) avviene per aggradazione dalla base della corrente piroclastica condizionata dalla topografia.

La fase da corrente piroclastica fu accompagnata dalla genesi di una nube co-ignimbratica la cui altezza è stata stimata in 30 km da Fedele et al., (2003) applicando il modello di Woods e Wohletz (1991) e considerando un tasso di emissione di $10^{10} - 10^{11} \text{ kg s}^{-1}$ (Legros e Kelfoun, 2000) ed una temperatura di 1000°C (Signorelli et al., 1999).

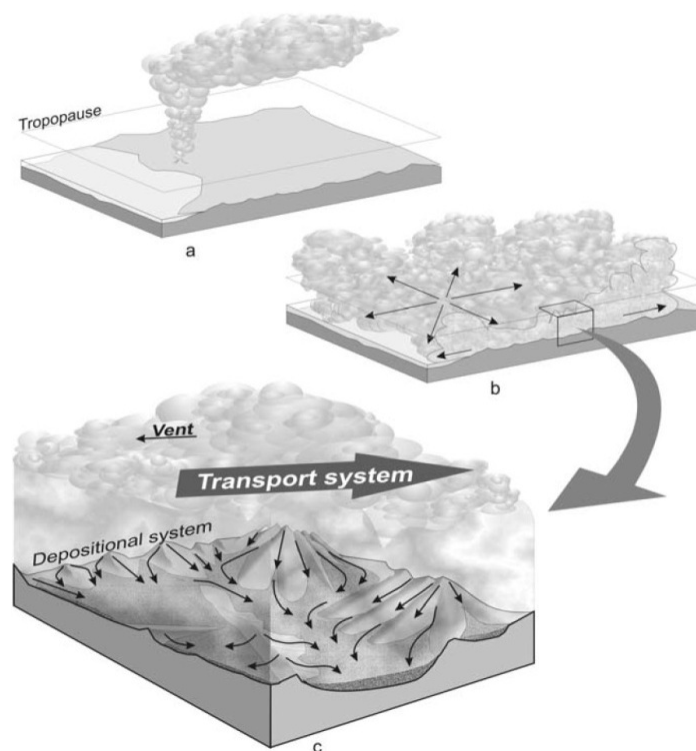


Fig.1.10 Dinamica eruttiva dell'IC secondo il modello di Fisher (1993). Da Giaccio et al. (2005). Il collasso della colonna eruttiva genera una corrente piroclastica che si espande radialmente dall'area sorgente. Il sistema deposizionale risente della morfologia del territorio venendo deflesso alla base dei versanti o lungo le valli.

Una seconda interpretazione dell'evoluzione della dinamica eruttiva è stata fatta da Pappalardo et al. (2002) basandosi su dati composizionali dei prodotti eruttati (Melluso et al., 1995; Civetta et al., 1997; Signorelli et al., 1999), su dati stratigrafici basati sullo studio di Rosi et al., (1999) e su nuovi dati composizionali ottenuti su pomici campionate in perforazioni profonde. I dati composizionali suggeriscono l'estrazione, durante l'eruzione, di

due magmi con un grado di differenziazione leggermente diverso (fonotrachite - trachite), ascrivito a processi di cristallizzazione frazionata.

La prima fase dell'eruzione, in accordo con Scandone et al. (1991) e Rosi et al. (1999), è stata caratterizzata da una fase pliniana con la formazione di una colonna eruttiva sostenuta, dapprima ad energia ed altezza crescente (Fig. 1.11 A e B, deposizione di LFU di Rosi et al., 1999), successivamente caratterizzata da un comportamento pulsante ed, in generale, a minore energia (Fig. 1.11 C, deposizione di UFU di Rosi et al., 1999). Questo comportamento è stato imputato ad un allargamento del condotto.

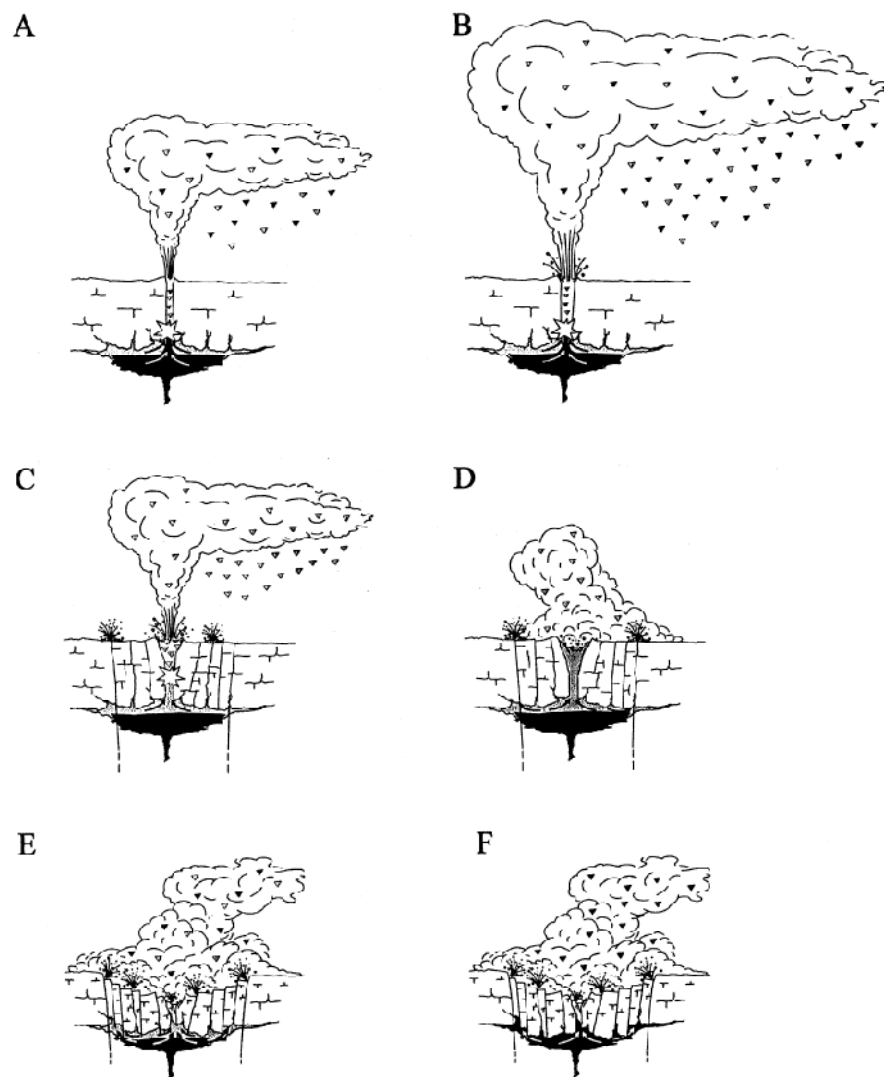


FIGURA 1.11 Dinamica eruttiva dell'IC secondo Pappalardo et al. (2002). A – Formazione di una colonna eruttiva pliniana. B – La colonna eruttiva incrementa la sua altezza a causa dell'aumento del flusso di massa (in queste fasi si deposita LFU di Rosi et al., 1999). C – La colonna eruttiva assume un comportamento pulsante con un generale decremento dell'energia in gioco (deposizione di UFU di Rosi et al., 1999). D – Cominciano dei collassi della colonna eruttiva. Il materiale eruttato ricade al suolo formando correnti piroclastiche. In questa fase si ha l'apertura di centri eruttivi minori. E, F – Collasso calderico principale per il cedimento delle rocce soprastanti il serbatoio magmatico.

La seconda fase dell'eruzione è stata caratterizzata dal collasso della colonna eruttiva e l'apertura di altri centri eruttivi minori (Fig. 1.11 D). Il collasso della colonna ha generato correnti piroclastiche e una parte del materiale, ricadendo al suolo, ha riempito il centro eruttivo principale (Fig. 1.11 E) dando inizio al collasso calderico, connesso al più alto tasso di estrazione del magma durante l'eruzione (Fig. 1.11 F).

Diverso è quanto proposto da Rolandi et al., (2003) che rifiutano l'ipotesi di un'unica area sorgente e propongono la genesi dell'IC attraverso più centri eruttivi attivi lungo faglie neotettoniche preesistenti nella Piana Campana (definita dagli autori Campanian Volcanic Zone, CVZ) (Fig. 1.12). Durante la prima fase dell'eruzione fu attivato un sistema di faglie nel settore N-NE della CVZ dalle quali fu eruttato un magma più evoluto che produsse i depositi dell'unità 1. L'eruzione proseguì con l'estrusione di magma nel settore meridionale della CVZ con l'emissione di un magma meno evoluto che produsse l'unità 2. Gli autori non riconoscono il passaggio da una fase a colonna eruttiva sostenuta ad una fase dominata dalle correnti piroclastiche in quanto attribuiscono il deposito pliniano da caduta alla base dell'IC ad un evento eruttivo di poco più antico.

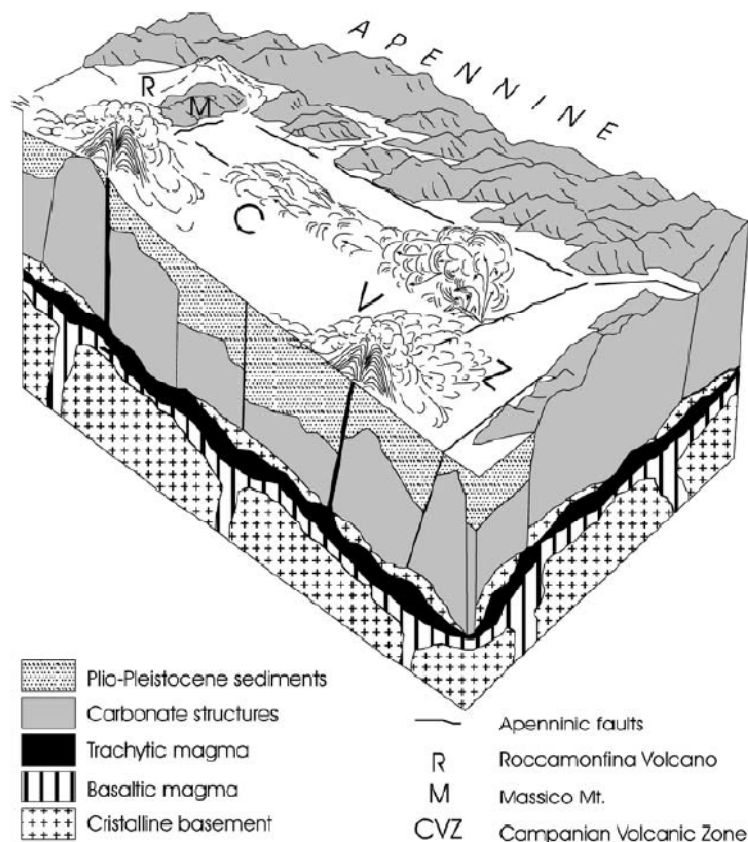


Fig. 1.12 Schema della Campanian Volcanic Zone di Rolandi et al., (2003). L'eruzione dell'Ignimbrite Campana è stata, secondo gli autori, alimentata attraverso centri eruttivi attivatisi lungo faglie neotettoniche preesistenti.

2 Stratigrafia dei depositi medio-distali da corrente piroclastica dell'Ignimbrite Campana

2.1 Introduzione

Nel presente lavoro, lo studio dei depositi dell'Ignimbrite Campana ha riguardato esclusivamente i prodotti da corrente piroclastica in facies medio-distale (sono quindi esclusi i depositi prossimali, affioranti lungo il bordo calderico, associati alla Breccia Museo). Il rilevamento in campo è stato effettuato in accordo con le unità stratigrafiche presentate da Cappelletti et al. (2003) e Scarpati e Perrotta (2012) descritte in dettaglio nel capitolo precedente. In Fig. 2.1, è riproposta la sequenza stratigrafica di riferimento con una descrizione delle principali caratteristiche delle diverse unità medio-distali.

L'attività di campo è stata finalizzata alla ricostruzione dell'architettura deposizionale dell'IC attraverso lo studio di sezioni stratigrafiche in un'ampia area, che comprende tutte le province campane ed in particolare lungo i rilievi che bordano la Piana Campana fino al vulcano Roccamonfina a Nord, la Piana del Sele a Sud e il fiume Calore ad Est (Fig. 2.2), prestando la massima attenzione all'identificazione e alla descrizione delle litofacies presenti (illustrate nel capitolo successivo). Sono state studiate 44 sezioni (Fig. 2.2) poste a distanze comprese tra i 30 e gli 80 km dal centro eruttivo; sia in contesti vallivi (valley-ponding), dove il deposito si ispessisce, sia a ridosso di versanti (overbank), dove l'ignimbrite si rastrema. La distanza è misurata rispetto all'ubicazione del centro eruttivo ipotizzata da Scarpati e Perrotta (2012). Questi autori localizzano il centro eruttivo dell'ICe nel settore nord-orientale dei Campi Flegrei, nella piana di Quarto (Fig. 2.2), in base alla distribuzione delle unità prossimali dei depositi da corrente piroclastica (formazione della Breccia Museo), allo spessore massimo e alla presenza di abbondanti balistici nell'unità da caduta.

L'analisi di campo è stata focalizzata sullo studio di affioramenti in cui è ben esposta la base della sequenza stratigrafica, in modo da ricostruire l'intera successione ignimbritica. A letto dei depositi da corrente piroclastica, a seconda dell'area investigata, si osservano substrati di varia natura: ad est dei Campi Flegrei l'unità pomicea da caduta che apre l'eruzione (PPF in fig. 2.1); in assenza di PPF l'ignimbrite poggia direttamente su un paleosuolo sviluppato su depositi sedimentari o depositi vulcanici come nell'area del Roccamonfina. In 5 località studiate non è esposta la base della sequenza (Piano di Sorrento, Roccabascerana, Dugenta, Ruviano e Carinola).

Lo studio di dettaglio ha permesso di identificare 7 litofacies, caratterizzate da diversa

struttura del deposito, prevalentemente nelle unità USAF e WGI. Le facies litologiche distinte sono: Fines-poor lithic lapilli tuff (f-poor ILT), stratified tuff (sT), diffuse stratified tuff (dsT), massive tuff (mT), massive lapilli tuff (mLT), pumice lapilli tuff (pLT), lenses of pumice lapilli (lenspL).

Oltre a queste litofacies, l'analisi di campo ha reso possibile distinguere, esclusivamente nell'unità WGI, due diverse facies differenziate non per la diversa struttura del deposito ma per la presenza di juvenili di diversa natura. Tali facies mostrano una distribuzione areale ben definita governata dalla distanza dal centro eruttivo. Le caratteristiche e la distribuzione di tali facies sono presentate nel capitolo 5.

Durante il rilevamento sono stati prelevati 155 campioni per le analisi sedimentologiche nelle facies incoerenti del deposito ignimbrico (USAF, CPF e WGI laddove il grado di saldatura è abbastanza basso da permettere la disgregazione del campione). Su tutti i campioni sono state eseguite analisi granulometriche e dei componenti mentre alcuni campioni sono stati selezionati per misure di densità dei clasti e per stimare il fattore di arricchimento in cristalli dell'ignimbrite (*enrichment factor* di Walker, 1972; i dati sono presentati nel capitolo 7). I 155 campioni sono così suddivisi: 62 in USAF, 67 in WGI, 6 in CPF. Altri 20 campioni comprendono livelli depleti in fini e ricchi in litici (17 campioni di ground layer parte integrante dell'unità USAF, 2 pods e 1 pipe presenti nell'unità WGI).

Oltre a campioni per le analisi sedimentologiche, sono stati campionati clasti juvenili (pomice e scorie) per le analisi chimiche. Un totale di 62 campioni sono stati prelevati in tutte le unità dell'IC. Le finalità delle analisi e i dati chimici saranno discussi nel capitolo 5.

2.3 Distribuzione delle unità stratigrafiche

La distribuzione delle singole unità stratigrafiche è riportata in figura 2.2. L'unità WGI è quella che presenta la più vasta distribuzione, anche se con spessori fortemente variabili, in tutta la regione Campania. A causa della sua natura 'valley-ponding' lo spessore di WGI incrementa in corrispondenza delle pianure e si assottiglia sui rilievi, dove si preserva in locali depressioni. USAF presenta una distribuzione molto simile a WGI anche se il suo spessore è meno controllato dalla paleomorfologia. Quest'unità è assente in sole due sezioni, a Cava de'Tirreni, 50 km a SE del centro eruttivo e a Grottaminarda, a circa 80 km a E del centro eruttivo. In entrambi i casi il contatto erosivo della sovrastante unità WGI potrebbe giustificare il mancato ritrovamento di USAF. Non si può escludere, specialmente per l'affioramento di Grottaminarda, una reale mancata deposizione di USAF in quanto le

capacità erosive della corrente che ha generato WGI sono estremamente indebolite alla quota dell'affioramento (Scarpati e Perrotta, 2012). L'unità LYT è, invece, confinata nella Piana Campana e nelle valli appenniniche a Est del centro eruttivo entro i 350 m di quota s.l.m. Infine, CPF relegato in due piccole aree a 30-35 km a NE del centro eruttivo.

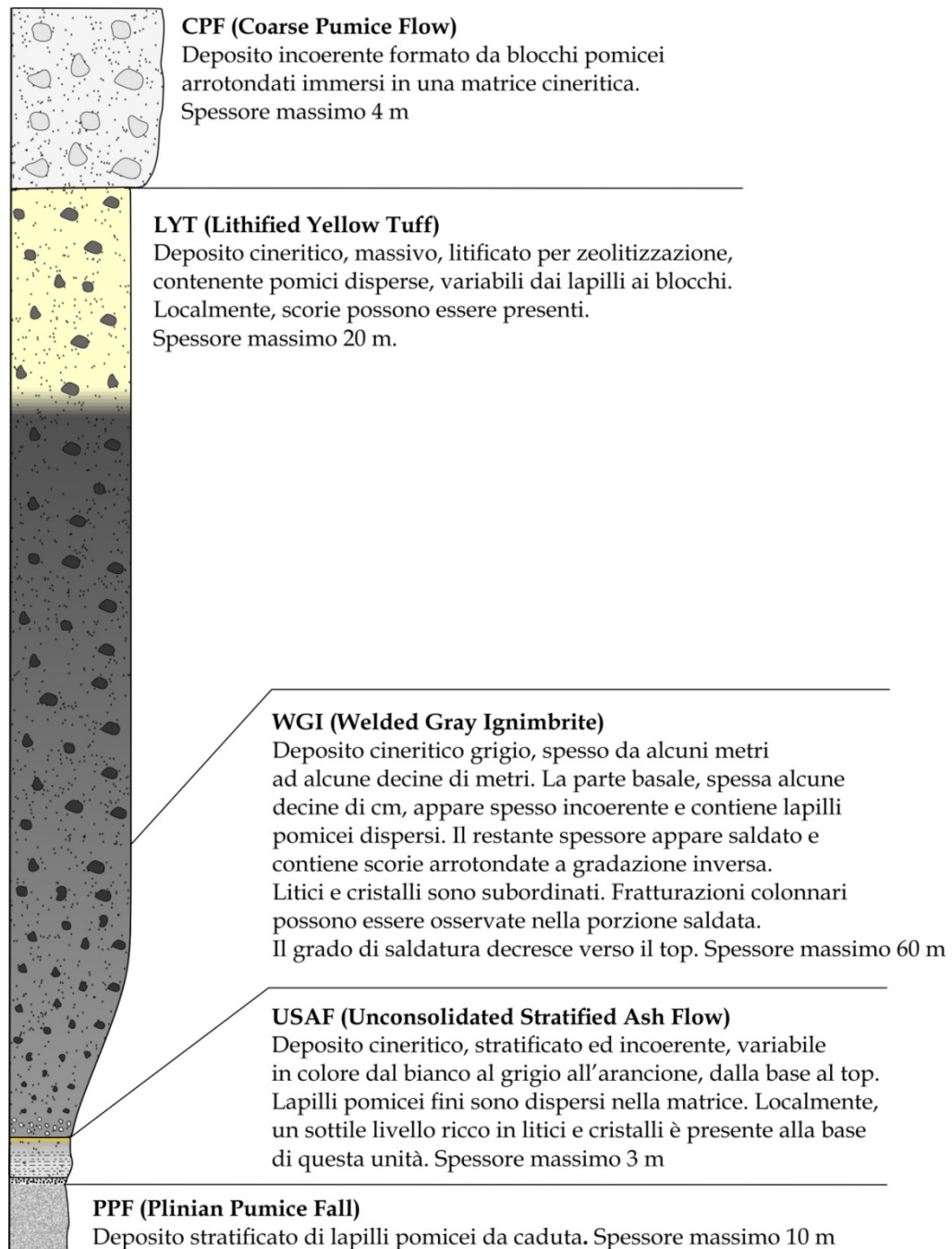


Fig. 2.1 Sezione stratigrafica composta delle unità medio-distali dei depositi da corrente piroclastica dell'ICe (modificato da Cappelletti et al., 2003; Scarpati e Perrotta, 2012). L'unità da caduta PPF è presente solo a est dei Campi Flegrei. La distribuzione areale delle unità è mostrata in Fig. 2.2. In aree medio-prossimali, gli juvenili delle unità WGI e LYT sono costituiti da scorie (fatta eccezione per una facies pomicea, spessa alcune decine di cm, sempre presente alla base di WGI). Distalmente, invece, gli juvenili sono interamente rappresentati da pomici in entrambe le unità.

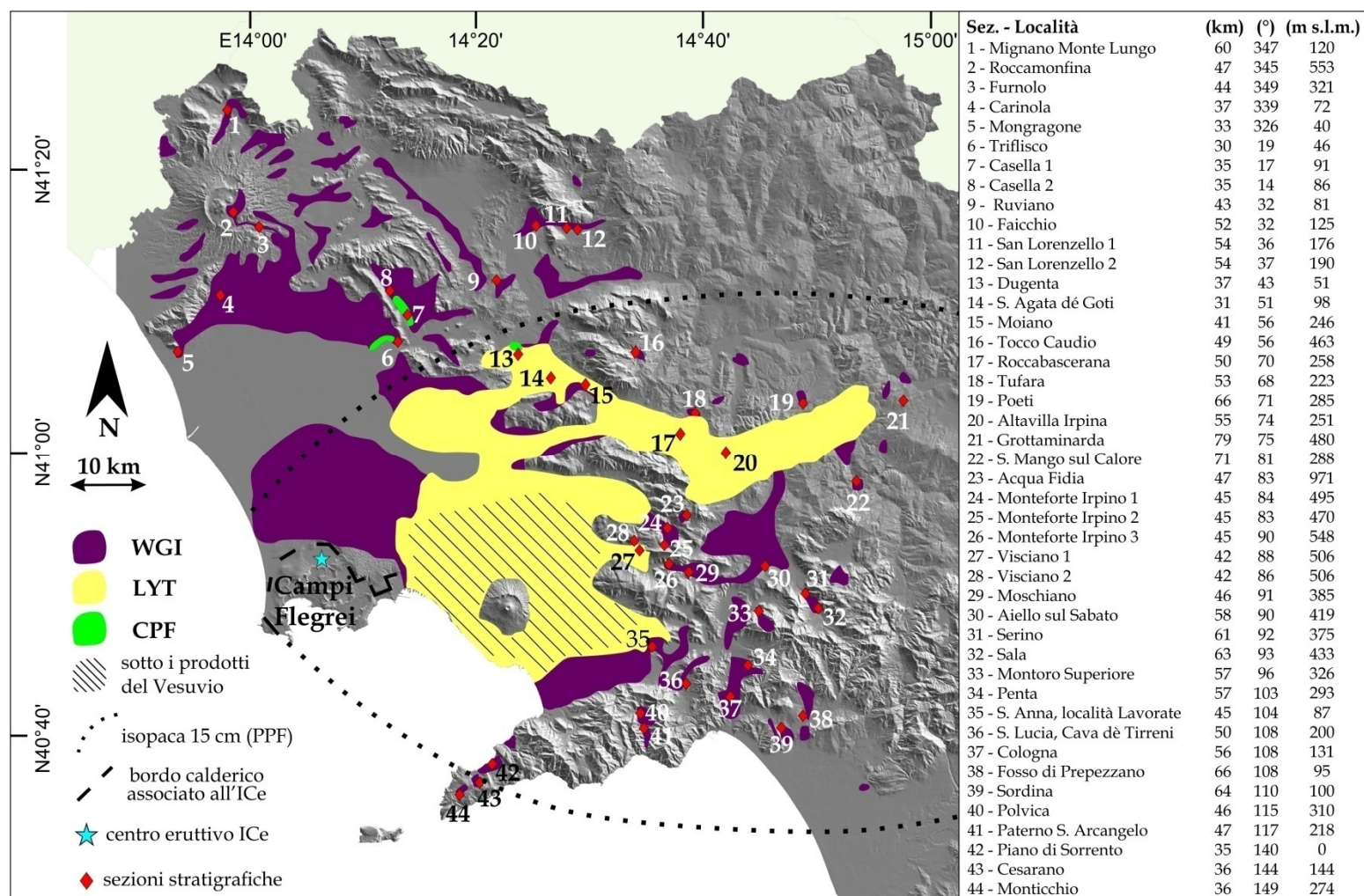


Fig. 2.2 Distribuzione delle unità medio-distali dell'Ignimbrite Campana e localizzazione delle sezioni stratigrafiche studiate. L'unità USAF è ubiquitaria; distribuzione dell'unità WGI modificata da Di Girolamo (1970) e Barberi et al. (1978) sulla base di nuovi affioramenti; distribuzione dell'unità LYT da Langella et al. (2013); la distribuzione dell'unità CPF appare estremamente localizzata (Triflisco, Pontelatone e Dugenta); isopaca da 15 cm dell'unità PPF da Perrotta and Scarpati (2003); ubicazione del centro eruttivo dell'ICE da Scarpati e Perrotta (2012). Bordo calderico associato all'ICE da Perrotta et al. (2006) da Orsi et al. (1996). In tutte le sezioni è esposta la base della sequenza fatta eccezione per le sezioni: 4 – Carinola, , 9 – Ruviano, 13 – Dugenta, , 17 – Roccabascerana e 42 – Piano di Sorrento. Nel riquadro a destra sono riportate, la distanza dal centro eruttivo, l'azimuth e la quota sul livello del mare di ogni sezione.

2.3 Stratigrafia

In questo paragrafo sono descritte nel dettaglio tutte le sezioni studiate, accompagnate da un log stratigrafico. In ogni log è indicata la sigla dei campioni prelevati (per le analisi sedimentologiche e chimiche) e l'altezza di campionamento. I campioni prelevati per le analisi sedimentologiche sono denominati con la sigla ICI seguita da un numero progressivo. Gli juvenili campionati per le analisi chimiche sono denominati con una sigla tra parentesi che rimanda al luogo di campionamento e un numero progressivo che identifica l'altezza stratigrafica (e.g. Piano di Sorrento: PdS 1; PdS 2, PdS 3, etc.). L'ubicazione delle sezioni è mostrata in Fig. 2.2. In Fig. 2.3 è riportata la legenda dei simboli utilizzati nei log stratigrafici, dove l'unità PPF non è riportata in scala.

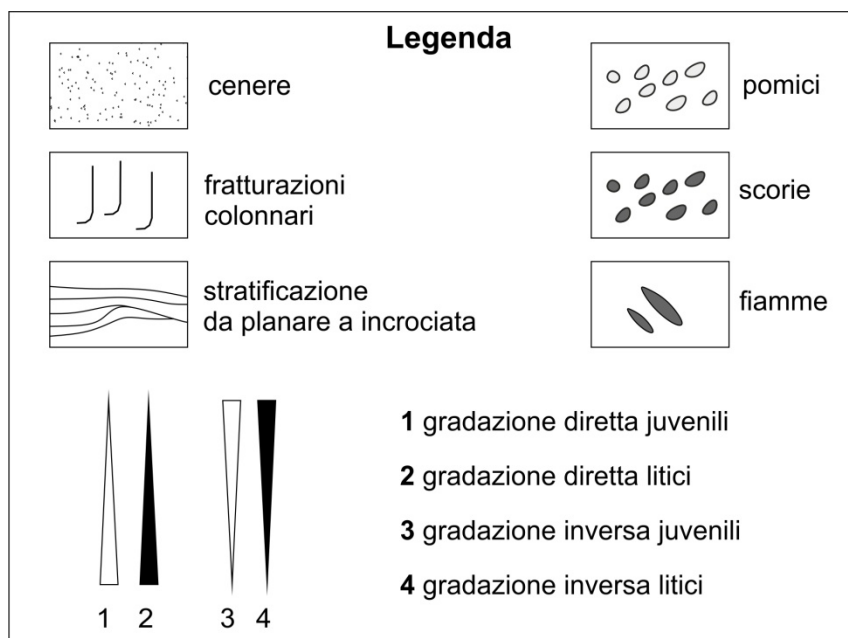


Fig. 2.3 Legenda dei simboli utilizzati nei log stratigrafici.

Località Mignano Monte Lungo: sez. 1

La località Mignano Monte Lungo si trova a 60 km a N-NW dal centro eruttivo, oltre il vulcano Roccamonfina. L'IC (Fig. 2.4) poggia su un paleosuolo bruno. Sul paleosuolo giace, con contatto erosivo, un deposito cineritico massivo, incoerente, con spessore variabile lateralmente (30 - 45 cm). Esso grada verticalmente in colore dal bianco (5- 10 cm) al grigio chiaro (15 - 30 cm) all'arancione (5 cm). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, arrotondati ed alterati, e molto subordinati litici lavici millimetrici e cristalli. Nel deposito possono essere osservati frammenti di legno carbonizzato con dimensioni fino a 30 cm. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada molto rapidamente in un deposito cineritico grigio, massivo, da incipientemente saldato a fortemente saldato, spesso fino a 10 m nell'area di affioramento (WGI). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigi, arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Si osservano fratturazioni colonnari.

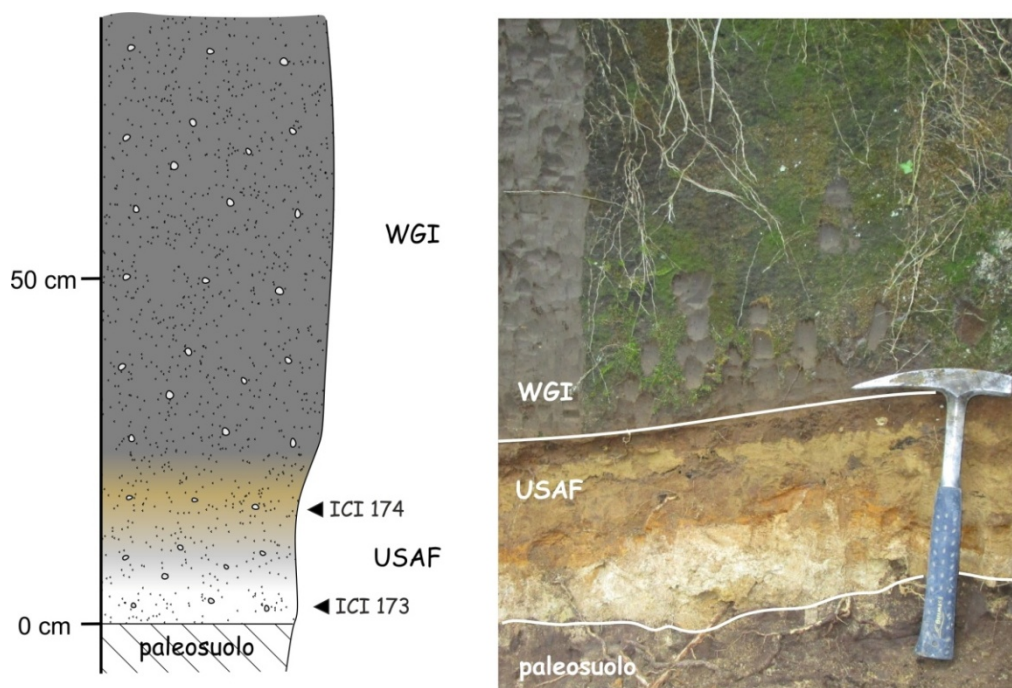


Fig. 2.4 Log stratigrafico della sezione 1 in località Mignano Monte Lungo.

Località Roccamonfina: sez. 2

La località Roccamonfina si trova 47 km a N-NW dal centro eruttivo all'interno della caldera del vulcano omonimo. L'IC (Fig. 2.5) poggia su depositi piroclastici estremamente alterati del Roccamonfina. Il tetto del substrato è pedogenizzato a formare un sottile paleosuolo. Sul paleosuolo poggia un livello cineritico grossolano, depleto in fini, ricco in litici lavici sub-angolari e cristalli di sanidino (ground layer), spesso tra 3 e 6 cm. Esso è lateralmente discontinuo. Segue, con contatto erosivo, un deposito cineritico massivo, di colore arancione, spesso 25 cm, molto compatto. Esso tende ad ispessirsi nelle piccole depressioni, ad inglobare porzioni del paleosuolo (Fig. 2.5A) e a risentire delle piccole asperità del substrato (Fig. 2.15B). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, talvolta molto alterati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Sia litici che pomici mostrano una blanda gradazione inversa. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada verticalmente in una cinerite grigia, massiva, interamente saldata, spessa fino a 4 – 5 m. Nei primi 30 – 35 cm di spessore, nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Oltre tale spessore, gli juvenili sono formati da

scorie con dimensioni di lapilli fini. Abbondanti fatturazioni colonnari sono presenti in tutta l'unità.

Località Furnolo (frazione di Teano): sez. 3

La località Furnolo si trova 44 km a N-NW dal centro eruttivo sulle pendici del vulcano Roccamonfina. L'IC riempie una stretta valle sul versante sud-orientale del vulcano. Al centro della valle l'ignimbrite assume spessori di decine di metri e sebbene sia stata profondamente incisa dalle acque di un torrente, la base non è affiorante. Al contrario, sui fianchi della valle l'ignimbrite si rastrema permettendo così di osservare l'intera sequenza (base affiorante) anche se con spessori ridotti. L'IC (Fig. 2.6) poggia, via interposizione di un paleosuolo su depositi vulcanici del Roccamonfina estremamente alterati e pedogenizzati. L'inclinazione del fianco vallivo è di circa 30°. L'unità USAF appare concordante con la morfologia del substrato mentre l'unità WGI appare ispessirsi verso il centro della valle.

Sul paleosuolo poggia, con contatto fortemente erosivo, un deposito cineritico, da incoerente a compatto, spesso 60 cm, variabile in colore dal giallo (7 cm) all'arancione (53 cm). La transizione è gradata. La porzione gialla appare molto blandamente stratificata, con lamine planari, mentre la porzione arancione appare massiva. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei arrotondati, talvolta alterati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Possono essere osservati frammenti di carbone millimetrici. Le pomici mostrano una debole gradazione inversa mentre i litici non appaiono gradati. I depositi descritti formano l'unità USAF. L'unità USAF grada rapidamente in un deposito cineritico massivo, variabile verticalmente in colore dal grigio chiaro al grigio scuro, spesso 3 - 4 m nel sito studiato (e fino a decine di metri al centro della valle). I primi 60 cm di spessore appaiono molto compatti o incipientemente saldati, di colore grigio chiaro, e contengono lapilli pomicei dispersi, con dimensioni fino a 1 cm e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Oltre tale spessore, il grado di saldatura aumenta, il deposito diventa grigio scuro e coesistono pomici e scorie. Mediamente, le scorie appaiono leggermente più grossolane delle pomici sebbene abbiano dimensioni dei lapilli fini. Abbondanti fatturazioni colonnari possono essere osservate in quasi tutto lo spessore di questa unità.

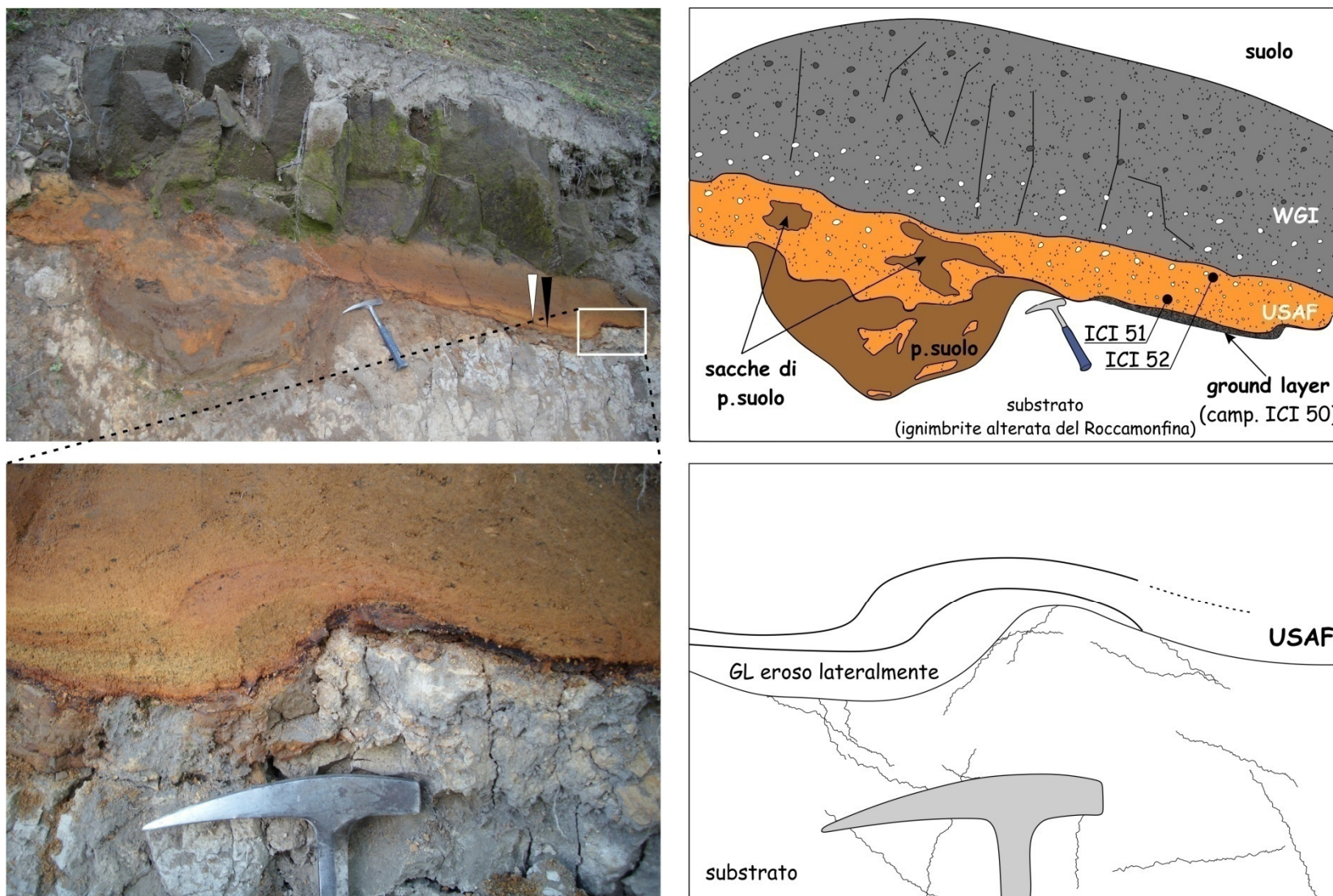
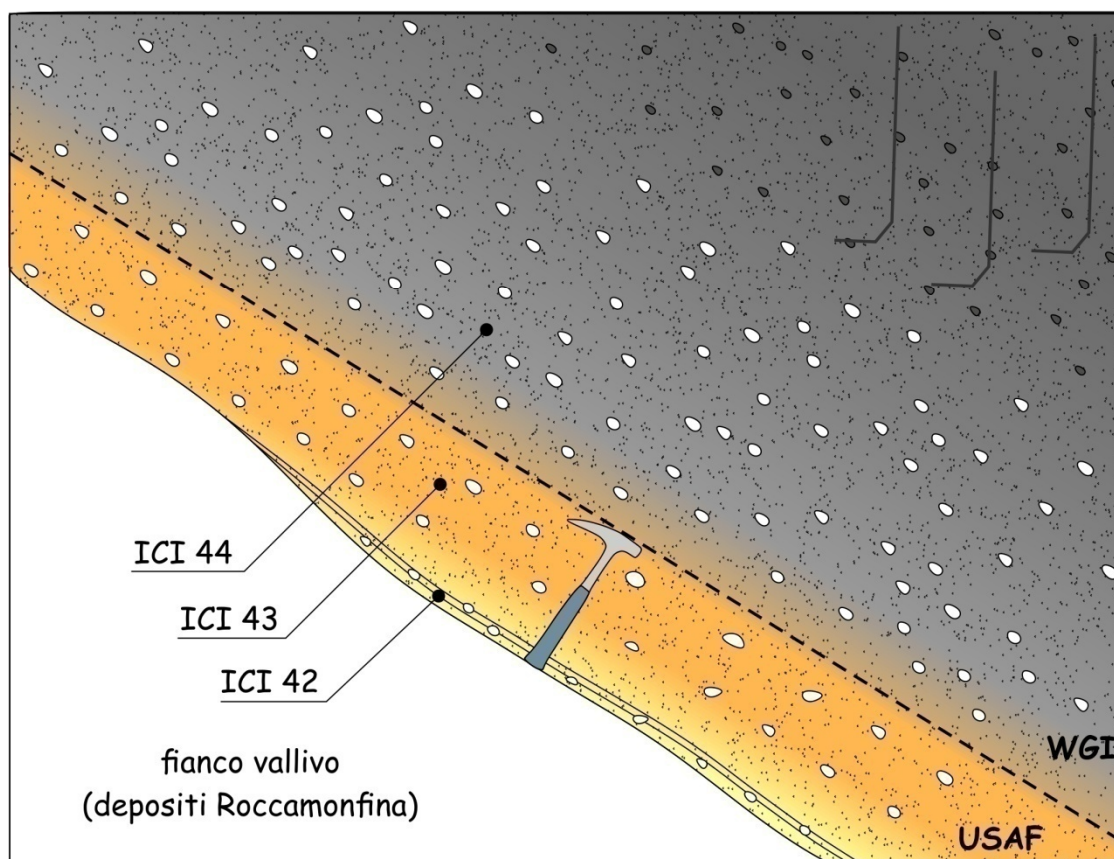


Fig. 2.5 Log stratigrafico delle sezione 2 in località Roccamonfina: A) nella foto l'unità USAF ingloba porzioni del paleosuolo (vedi schema laterale); il riquadro bianco è ingrandito nella foto B) dove si osserva l'nterazione tra le asperità del substrato (a scala centimetrica) e USAF (schematizzate a lato).



**Fig. 2.6 Log stratigrafico delle sezione 3 (in basso) in località Furnolo (Teano) e relativa foto (in alto).
Località Carinola: sez. 4**

La località Carinola si trova 37 km a NW dal centro eruttivo, a circa 2 km dalle falde del versante meridionale del Monte Massico. In questo affioramento non è visibile la base della successione (Fig. 2.7). L'unità WGI ha uno spessore affiorante di circa 10 m. Essa è formata da un deposito cineritico grigio, massivo, variabile da incoerente a molto compatto, con un pessimo sorting. Nella matrice sono dispersi pomici grigie, variabili dai lapilli ai blocchi (dimensioni fino a 15 cm), arrotondate e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Non si riconoscono gradazioni evidenti dei componenti. Questa sezione è di rilievo per il campionamento per le analisi chimiche.

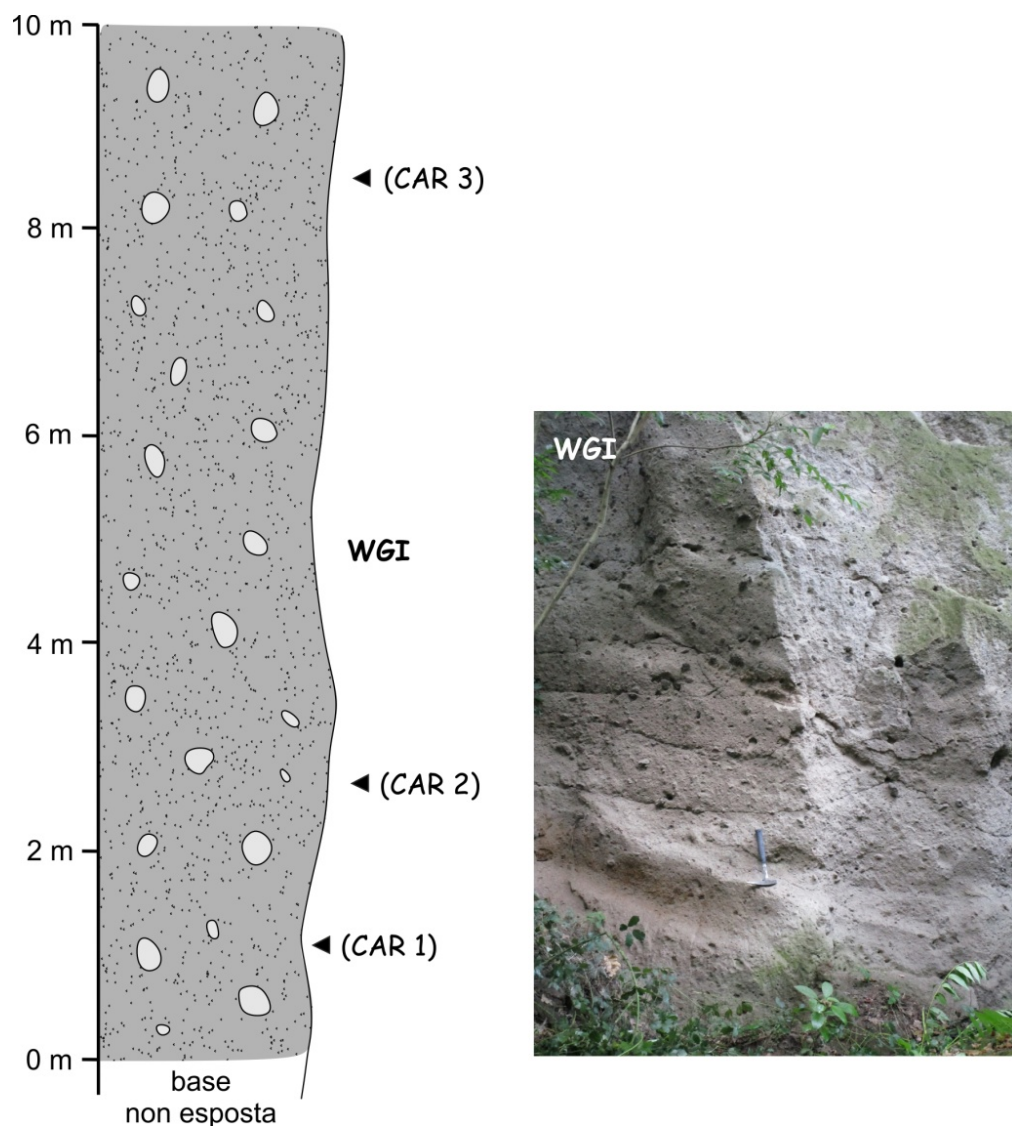


Fig. 2.7 Log stratigrafico della sezione 4 (a sinistra) e foto (a destra) in località Carinola.

Località Mondragone: sez. 5

La località Mondragone si trova 33 km a NW dal centro eruttivo. La sezione affiora alle falde del Monte Massico.

I depositi dell'IC (Fig. 2.8) poggiano su una breccia calcarea di versante a blocchi angolari da centimetrici a decimetrici, a sua volta giacente su un paleosuolo bruno. Sulla breccia poggia, in modo fortemente discontinuo, un livello ricco in litici lavici angolari e cristalli (ground layer) spesso 2,5 cm. I litici hanno dimensioni massime fino a 2 cm. Esso è conservato solo in piccole sacche nel substrato e rappresenta l'unità USAF.

Sul ground layer, o direttamente sulla breccia calcarea, poggia, con contatto netto ed erosivo, un deposito cineritico, variabile verticalmente in colore da grigio chiaro-biancastro a grigio scuro, spesso 4,9 m (WGI).

La porzione grigio chiaro-biancastra, spessa 0,7 m, si presenta incoerente. Nella cinerite sono dispersi abbondanti lapilli pomicei, grigio chiaro, arrotondati e molto vescicolari e subordinati litici e cristalli. I litici sono prevalentemente composti da lave e rari frammenti carbonatici (un frammento di calcare avente dimensione massima 3,5 cm è stato ritrovato nel campione ICI 134 in Fig. 2.8). Juvenili e litici lavici mostrano diverse gradazioni: le pomici presentano una gradazione inversa con dimensioni massime di 4,5 cm alla base e fino a 8 cm al tetto mentre i litici lavici presentano una gradazione diretta. Intercalato nel deposito, circa a metà dello spessore (30 – 35 cm sulla base), è presente un livello continuo, alla scala dell'affioramento, formato da una breccia calcarea avente spessore tra 9 e 30 cm. La breccia è formata da frammenti carbonatici angolari immersi in una quantità variabile di matrice (alcune porzioni sono clasto-sostenute). Nella matrice è presente anche cenere vulcanica.

La porzione grigio chiaro grada verticalmente, in pochi centimetri, in una cinerite grigio scuro, spessa 4,2 m, incoerente alla base e da compatta a incipientemente saldata al tetto. Nella parte alta si può talvolta riconoscere una debole fatturazione colonnare. Nella cinerite sono dispersi abbondanti pomici grigio scuro, variabili dai lapilli ai blocchi, arrotondate e molto vescicolate e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli formati principalmente da sanidino. Le pomici presentano una gradazione inversa che sembra avere continuità con la gradazione degli juvenili osservata nella sottostante porzione grigio chiaro. Le dimensioni massime delle pomici vanno da 12 cm alla base a 16 cm al centro fino a 19 cm al tetto. Le dimensioni dei litici appaiono costanti in questa porzione del deposito. Il tetto del deposito, per uno spessore di circa 30 – 40 cm appare arrossato.

Segue un secondo livello di breccia calcarea, spesso tra 20 e 40 cm, avente le stesse caratteristiche del primo livello di breccia intercalato nella porzione grigio chiaro di WGI.

Sulla breccia poggia un deposito cineritico incoerente, massivo, caotico, variabile in colore dal grigio chiaro al grigio scuro e spesso circa 2 m. Nella cinerite sono dispersi lapilli pomicei grigi e rari blocchi scoriacei e subordinati litici lavici di colore rosso-arancione aventi dimensioni fino a 1 cm. Sono inoltre dispersi abbondanti aggregati di cenere e lapilli fini (non lapilli accrezionali). In molti casi un frammento di legno intero (ramo di un arbusto) funge da nucleo degli aggregati. Per le caratteristiche appena descritte, esso è stato interpretato come un deposito rimaneggiato.

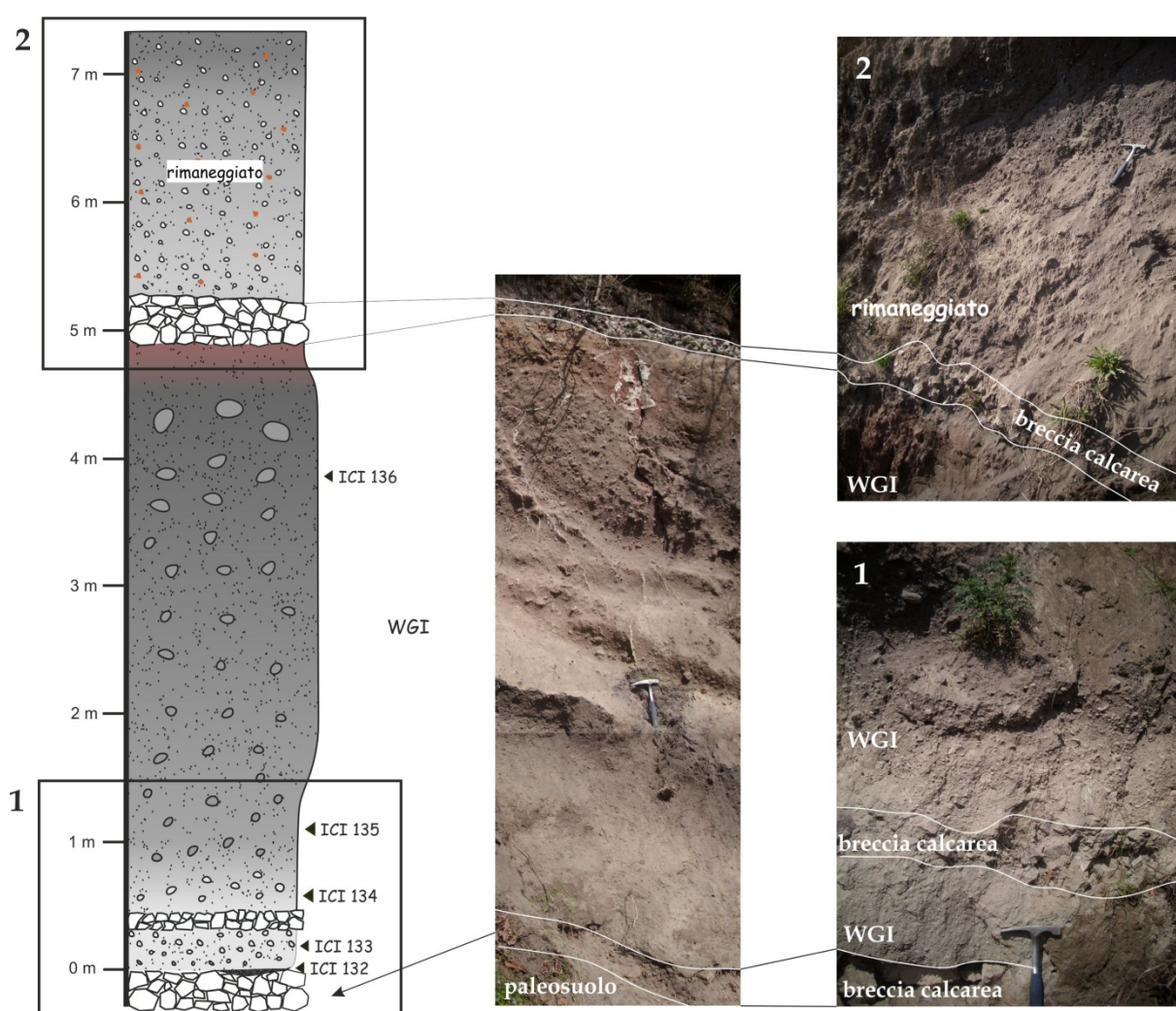


Fig. 2.8 Log stratigrafico della sezione 5 in località Mondragone. La foto al centro mostra l'intera successione stratigrafica (non è apprezzabile il primo livello di breccia calcarea intercalata alla base di WGI). I riquadri numerati nel log stratigrafico sono relativi alle foto nella colonna a destra: 1) Il primo livello di breccia calcarea intercalato alla base di WGI; 2) Il secondo livello di breccia calcarea che separa WGI dal deposito rimaneggiato. Si può notare il tetto arrossato di WGI sotto la breccia.

Località Triflisco: sez. 6

La località Triflisco si trova 30 km a N dal centro eruttivo. Rappresenta l'affioramento più prossimale tra quelli studiati. L'IC (Fig. 2.9) poggia su un paleosuolo. Si osserva un livello basale, depleto in fini, ricco in litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino, avente spessore massimo 1 cm. Lateralmente è molto eroso e si conserva solo in piccole sacche nel substrato. Segue, con contatto erosivo, un cinerite incoerente, bianca, debolmente stratificata, ben sortita, spessa 4 cm. Nella matrice sono dispersi pochi lapilli fini e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli. I depositi descritti formano l'unità USAF

Essa grada verticalmente in un deposito cineritico grigio, massivo, spesso 5 m (WGI). La base del deposito, per uno spessore di circa 150 cm, si presenta incoerente, variabile verticalmente in colore dal bianco al grigio scuro. Nella matrice sono disperse pomice arrotondate, variabili dai lapilli fini a grossolani, e subordinati litici lavici e rari frammenti carbonatici e abbondanti cristalli di sanidino. Le pomice mostrano una gradazione inversa mentre i litici non appaiono gradati. Oltre tale spessore il deposito diviene saldato e gli juvenili sono interamente rappresentati da scorie, variabili dai lapilli ai blocchi.

WGI passa verticalmente ad un deposito cineritico incoerente, massivo, grigio chiaro, spesso circa 2 m. Nella matrice sono disperse pomice grigie, arrotondate e molto vescicolate, variabili dai lapilli grossolani ad abbondanti blocchi (dimensioni fino a 15 cm), e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino (unità CPF).

Località Casella: sez. 7

La località Casella si trova 35 km a N dal centro eruttivo alle falde del versante meridionale di Monte Maggiore. In questa sezione affiora la parte alta della sequenza dell'IC (Fig. 2.10) (unità LYT e CPF). L'unità LYT è formata da un deposito cineritico, massivo, litificato, spesso circa 4 m, contenente lapilli pomicei grossolani e abbondanti litici lavici e cristalli. Verticalmente il colore grada da giallo intenso a giallo pallido-grigio chiaro. Segue con contatto netto, un deposito cineritico incoerente, massivo, spesso fino a 4 m (unità CPF). Nella matrice sono disperse pomice arrotondate, variabili dai lapilli grossolani ad abbondanti blocchi, e subordinati litici e cristalli di sanidino. I litici sono composti da frammenti lavici, con dimensioni fino a 2 cm e frammenti grossolani (fino a 10 cm) di tufo.

Località Casella 2: sez. 8

La località Casella si trova 35 km a N dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.11) giace su un paleosuolo. Sul paleosuolo poggia, con contatto erosivo, un livello, depleto in fini, ricco in litici lavici angolari e cristalli di sanidino, spesso tra 2 e 3,5 cm (ground layer). La dimensione massima dei litici è di 15,3 cm. Il GL rappresenta l'unico testimone dell'unità USAF.

Segue, con contatto fortemente erosivo, una cinerite massiva, da incoerente a incipientemente saldata, spessa circa 3 m. Essa rappresenta la base dell'unità WGI. Varia in colore da giallo-ocra alla base (10 cm) a grigio scuro. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei medio-grossolani, arrotondati e litici lavici e cristalli. I litici appaiono particolarmente abbondanti e presentano dimensioni massime fino a 3 cm. Nella porzione giallo-ocra, le pomici appaiono molto alterate. Nei primi 70 cm di spessore sia le pomici che i litici mostrano una gradazione inversa. Possono essere osservate abbondanti "gas-holes structures".

Località Ruviano: sez. 9

La località Ruviano si trova 43 km a N-NE dal centro eruttivo. L'IC riempie una stretta valle e sebbene sia profondamente incisa, la base della sequenza non è affiorante (Fig. 2.12). Al centro della valle, dove assume gli spessori maggiori (> 15 m), l'IC è rappresentata da un deposito cineritico grigio, saldato, massivo, con un'intensa fratturazione colonnare. Nella matrice sono dispersi lapilli scoriacei arrotondati e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. La facies scoriacea (che rappresenta lo spessore maggiore del deposito) mostra una transizione graduale, verticale e laterale, ad un deposito cineritico, da compatto ad incoerente, grigio chiaro, in cui gli juvenili dispersi sono interamente rappresentati da lapilli pomicei, grigio chiaro arrotondati e molto vescicolati, da fini a grossolani. Tali depositi rappresentano l'unità WGI.

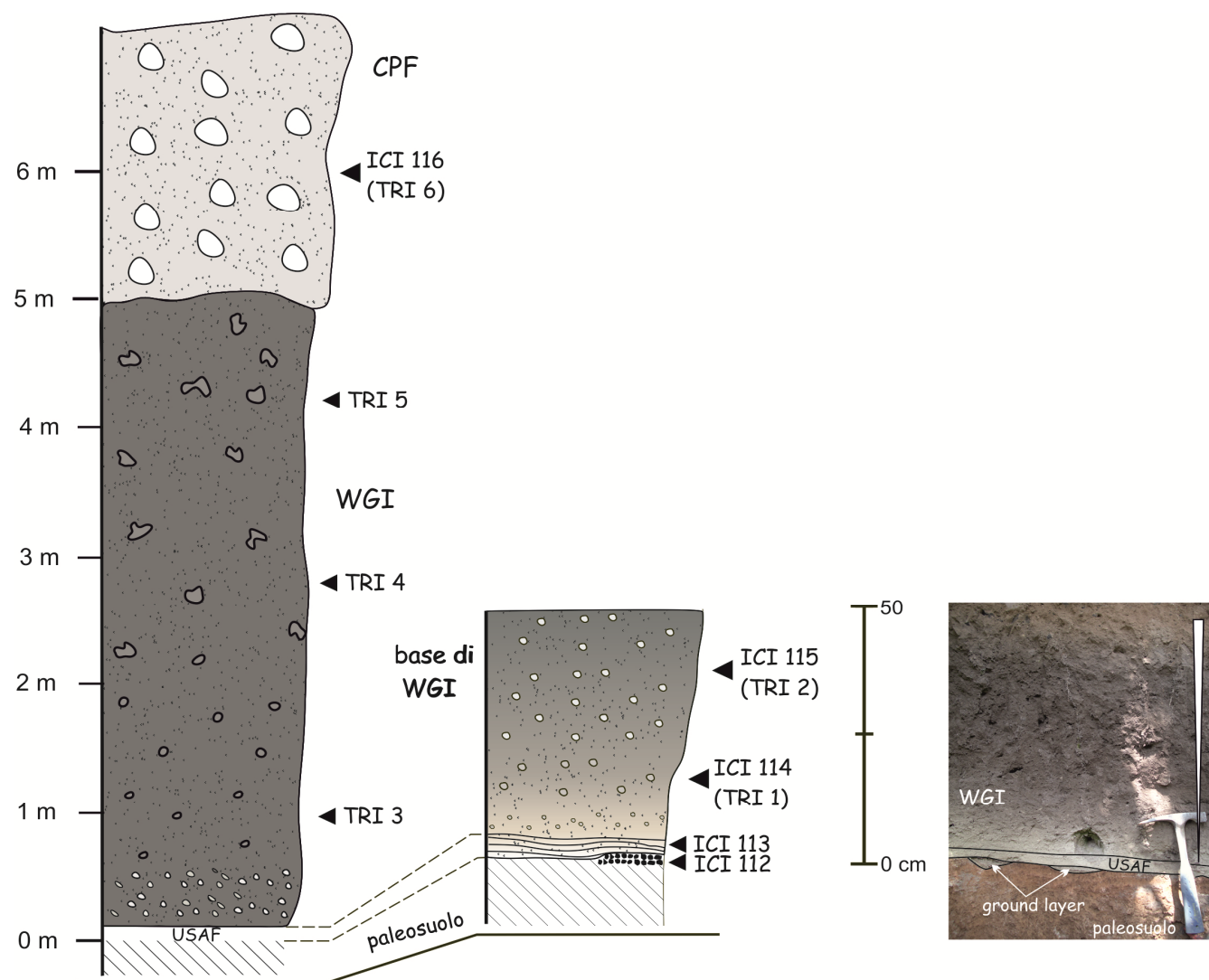


Fig. 2.9 Log stratigrafico della sezione 6 (a sinistra) e dettaglio della parte basale, in località Triflisco. La foto a destra mostra i rapporti tra ground layer, USAF e WGI.

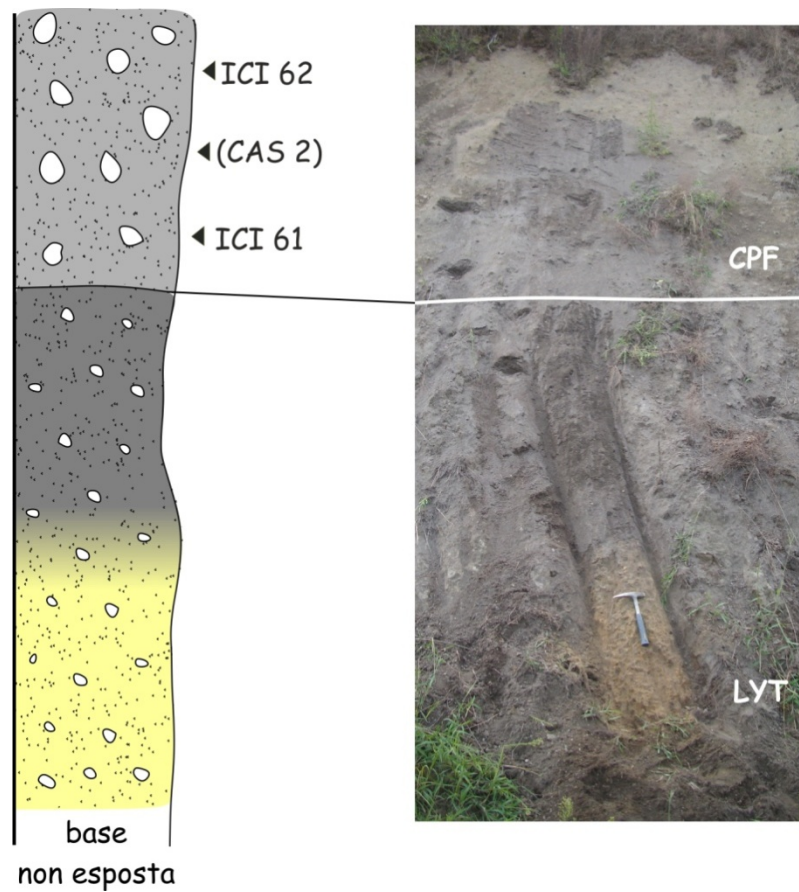


Fig. 2.10 Log stratigrafico delle sezione 7 (a sinistra) in località Casella. A destra foto del contatto tra LYT e CPF.

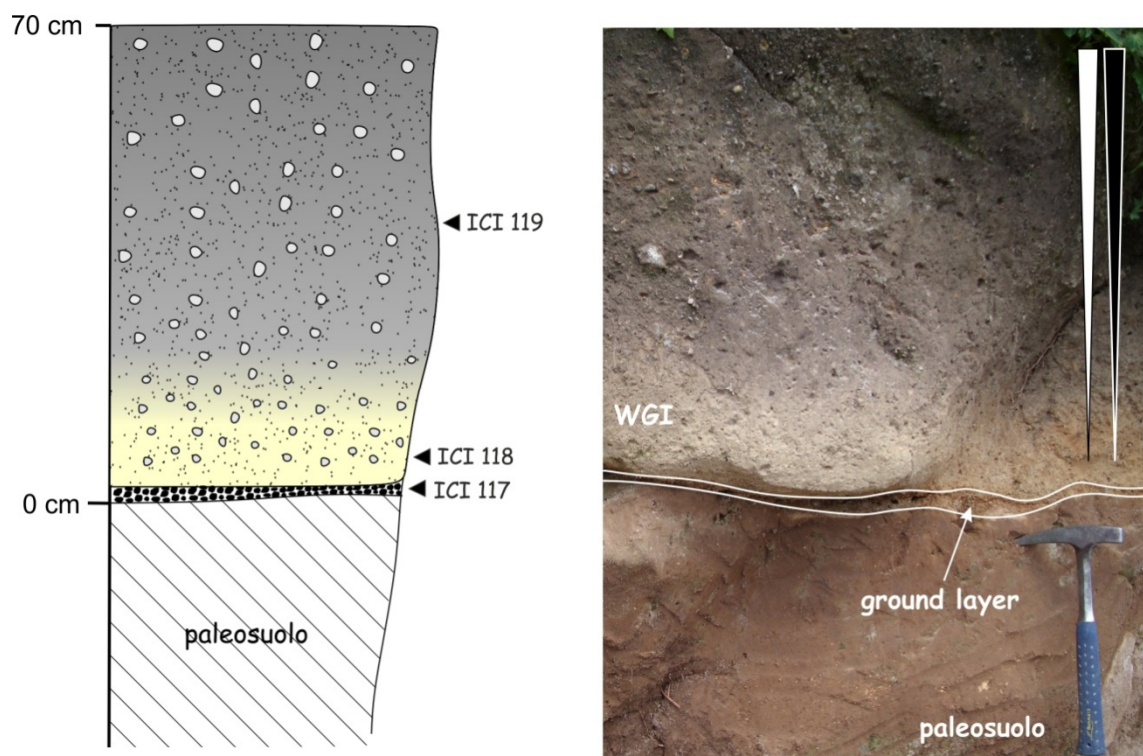


Fig. 2.11 Log stratigrafico della sezione (a sinistra) 8 in località Caselle . Foto della successione (a destra).



Fig. 2.12 Sezione stratigrafica dell'IC in località Ruviano (sezione 9). Notare la natura 'valley-ponding' dell'unità WGI e la transizione dalla facies a scorie a quella a pomice.

Località Faicchio: sez. 10

La località Faicchio si trova 52 km a N-NE dal centro eruttivo. La base della successione affiora lungo il corso del torrente Titerno. L'IC (Fig. 2.13) giace su un paleosuolo bruno a sua volta poggiante sui conglomerati del torrente.

L'unità USAF è spessa circa 22 cm ed è composta da tre porzioni differenti. Alla base è presente un livello indurito, spesso tra 1,5 e 3 cm, depleto in fini e ricco in juvenili formati da pomice bianche millimetriche e rari litici lavici. Tale livello passa verticalmente, con contatto netto, ad una cinerite bianca, stratificata, compatta spessa circa 3 cm. La stratificazione varia da planare a leggermente ondulata ed è data da piccole variazioni granulometriche dei singoli livelli sub-millimetrici. Talvolta la stratificazione appare lateralmente diffusa. Nella cenere sono dispersi litici lavici millimetrici. La cinerite stratificata passa verticalmente ad una cinerite massiva, molto compatta, spessa circa 16 cm, variabile in colore da bianco a grigio chiaro, contenente litici lavici millimetrici. Il tetto appare leggermente arrossato e segna la transizione all'unità WGI.

L'unità WGI è formata da un deposito cineritico grigio, massivo, saldato sin dalla base, spesso 8 – 10 m. Nei primi 20 cm di spessore contiene pomice millimetriche, grigio chiaro, disperse nella matrice. Oltre tale spessore, gli juvenili sono formati solo da lapilli scoriacei arrotondati con una debole gradazione inversa. Il grain fabric appare caotico. Possono essere osservate fratturazioni colonnari e "gas-holes structures" in tutta l'unità.

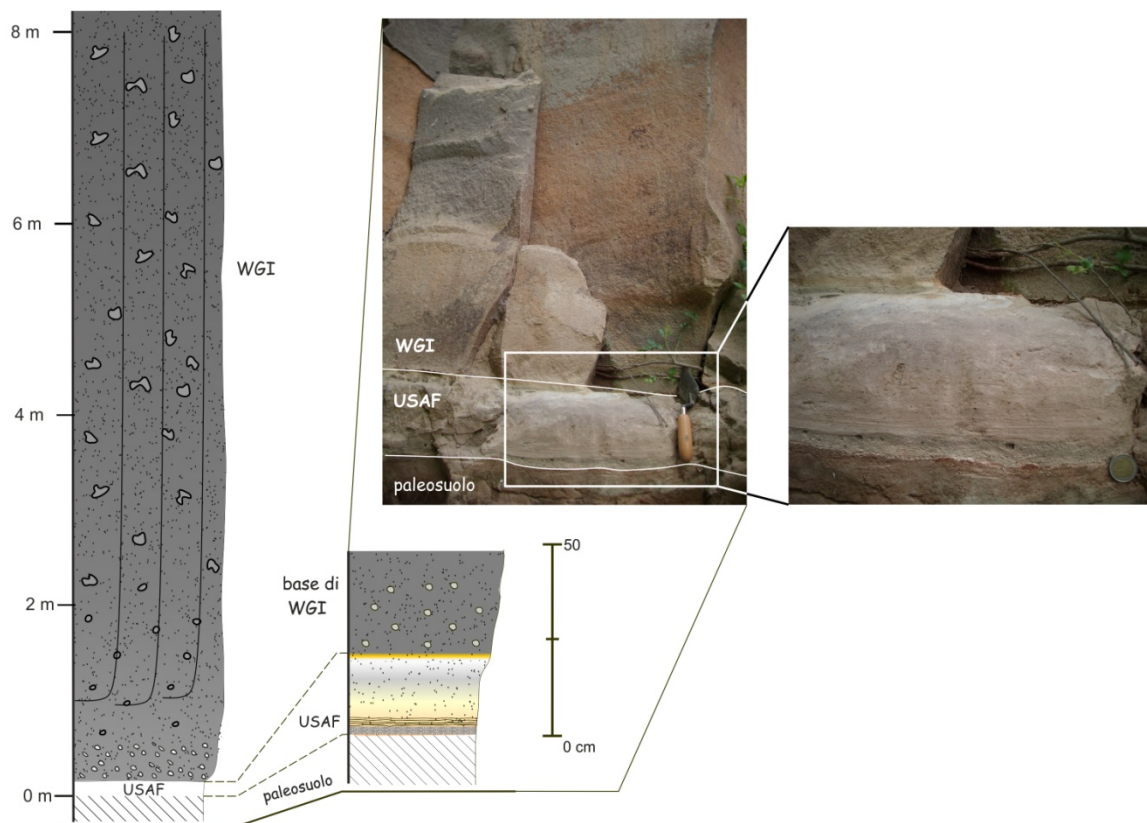


Fig. 2.13 Log stratigrafico della sezione 10 (a sinistra) con un ingrandimento dei contatti basali, in località Faicchio. Foto della successione (a destra) con un dettaglio di USAF.

Località San Lorenzello 1: sez. 11

La località San Lorenzello 1 si trova 54 km a N-NE dal centro eruttivo. Anche questo affioramento è ubicato lungo il torrente Titerno e l'IC (Fig. 2.14) giace su un paleosuolo bruno a sua volta poggiante sui conglomerati del torrente.

Sul paleosuolo poggia un sottile livello, depleto in fini, ricco in litici lavici e cristalli avente spessore lateralmente discontinuo variabile da 0 a 3,5 cm (ground layer). La dimensione massima dei litici è di 6,3 mm. Segue, con contatto fortemente erosivo, un deposito cineritico massivo, ben sortito, spesso 25 cm, arancione alla base e al tetto e grigio chiaro al centro. Le transizioni sono graduali. Nella matrice sono dispersi pochi lapilli pomicei molto fini, arrotondati e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Non appaiono gradazioni dei componenti. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada rapidamente in un deposito cineritico grigio, massivo, interamente saldato, spesso fino a 3 m (WGI). La base del deposito, per uno spessore di circa 10 – 15 cm contiene lapilli pomicei molto fini e parzialmente alterati dispersi nella matrice saldata e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Oltre tale spessore gli juvenili sono interamente rappresentati da scorie con dimensioni principalmente di lapilli fini. Verso la base, le scorie

appaiono appiattite e isorientate, con un angolo di embriciatura di circa 6° rispetto al substrato orizzontale. Il grain fabric sembra diventare più caotico con l'altezza. Possono essere osservate numerose fessurazioni colonnari.

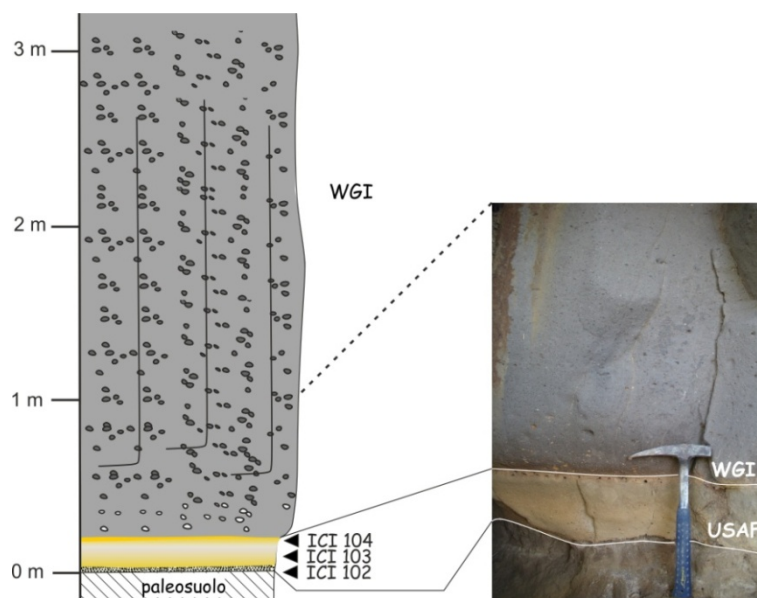


Fig. 2.14 Log stratigrafico delle sezione 11 (a sinistra) in località San Lorenzello 1.

Località San Lorenzello 2: sez. 12

La località San Lorenzello 2 si trova 54 km a N-NE dal centro eruttivo. La base della successione è affiorante lungo il corso del torrente Titerno, affluente del fiume Volturno. L'IC (Fig. 2.15) giace su un paleosuolo bruno a sua volta poggiante sui conglomerati del torrente.

Sul paleosuolo poggia, con contatto erosivo, un deposito cineritico massivo, incoerente, spesso tra 50 e 58 cm. Esso varia verticalmente in colore dal grigio chiaro (25 – 30 cm) al grigio scuro (20 – 22 cm) all'arancione (6 cm). Le transizioni sono graduali. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, arrotondati, variabili in colore dal grigio chiaro al grigio scuro e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Nei primi 50 cm di spessore (porzione grigia) si può osservare una blanda gradazione inversa delle pomici e diretta dei litici. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada rapidamente in un deposito cineritico grigio, massivo, spesso fino 7 – 8 m (WGI). La base del deposito, per uno spessore di circa 40 – 50 cm contiene lapilli pomicei fini, arrotondati dispersi nella matrice e subordinati litici lavici millimetrici e abbondanti cristalli di sanidino. Oltre tale spessore, gli juvenili sono interamente rappresentati da scorie arrotondate e moderatamente vescicolate, aventi una blanda gradazione inversa. Si possono osservare fratturazioni colonnari e “gas-holes structures”.

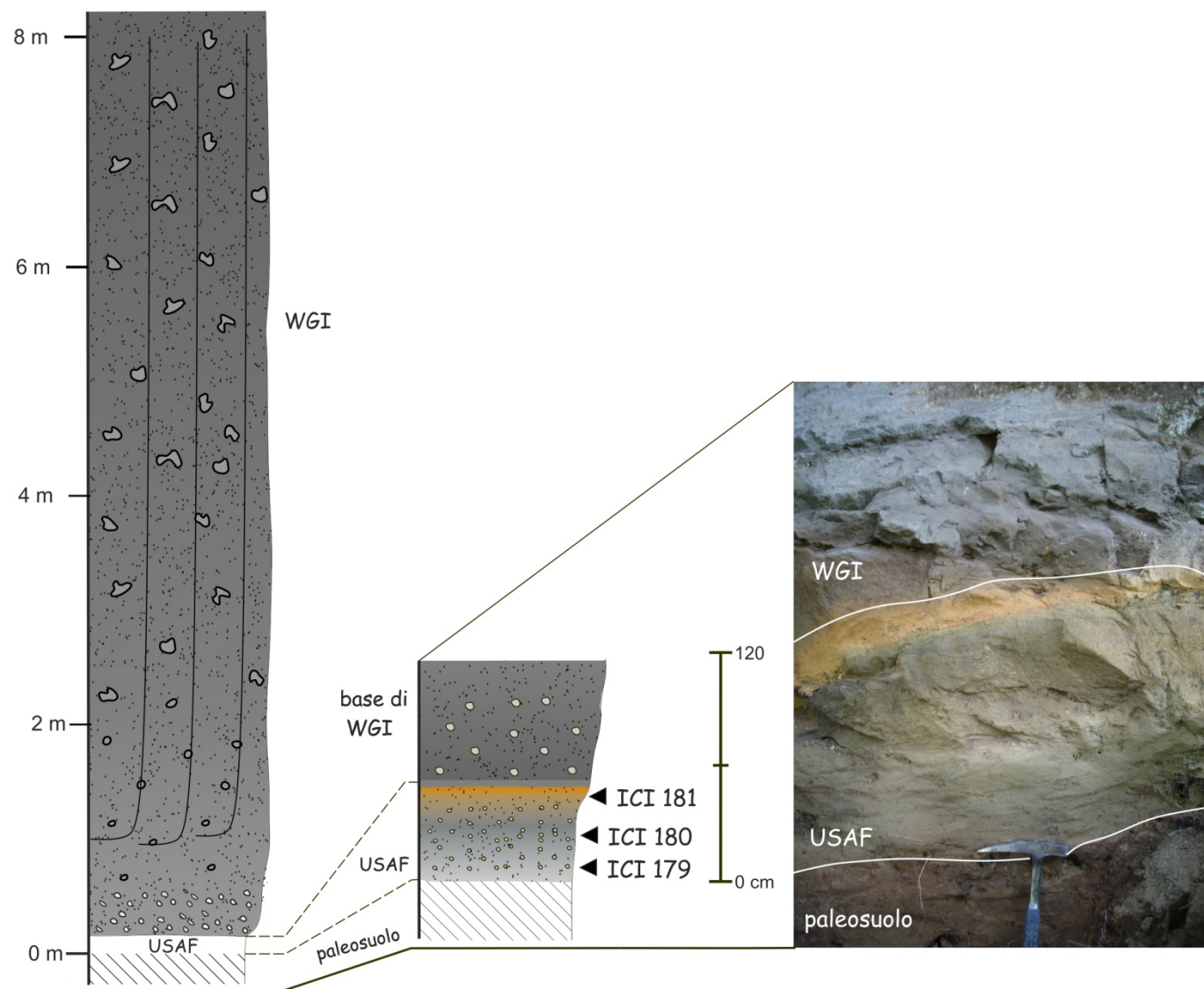


Fig. 2.15 Log stratigrafico della sezione 12 (a sinistra) con il dettaglio della base della successione, in località San Lorenzello 2. A destra foto dei contatti basali.

Località Dugenta: sez. 13

La località Dugenta si trova 37 km a NE dal centro eruttivo. La sezione è stata studiata in una cava attiva, lungo il corso del fiume Volturno. Lungo le pareti della cava sono affioranti le unità WGI e LYT. L'unità CPF affiora localmente, nella parte alta delle pareti di cava. Il log della sezione 13, in cui è riportata la sola unità CPF è mostrato in Fig 2.16.

L'unità CPF si presenta come un deposito cineritico incoerente, spesso 3,2 m, di colore grigio chiaro, contenente abbondanti pomici arrotondate ed estremamente vescicolate, variabili dai lapilli ai blocchi, e subordinati litici lavici millimetrici e abbondanti cristalli, formati principalmente da sanidino. Le pomici mostrano una netta gradazione inversa fino a formare al tetto dell'unità una zona di concentrazione in pomici grossolane (zcp in Fig.2.16) le cui dimensioni massime arrivano a 20 cm. Tra le pomici è presente una quantità variabile di matrice. I litici non appaiono gradati. La zcp ha uno spessore di circa 1,5 m. La base dell'unità mostra una rapida transizione all'unità WGI che si presenta come un deposito cineritico grigio incipientemente saldato, il cui spessore è superiore a 5 m.

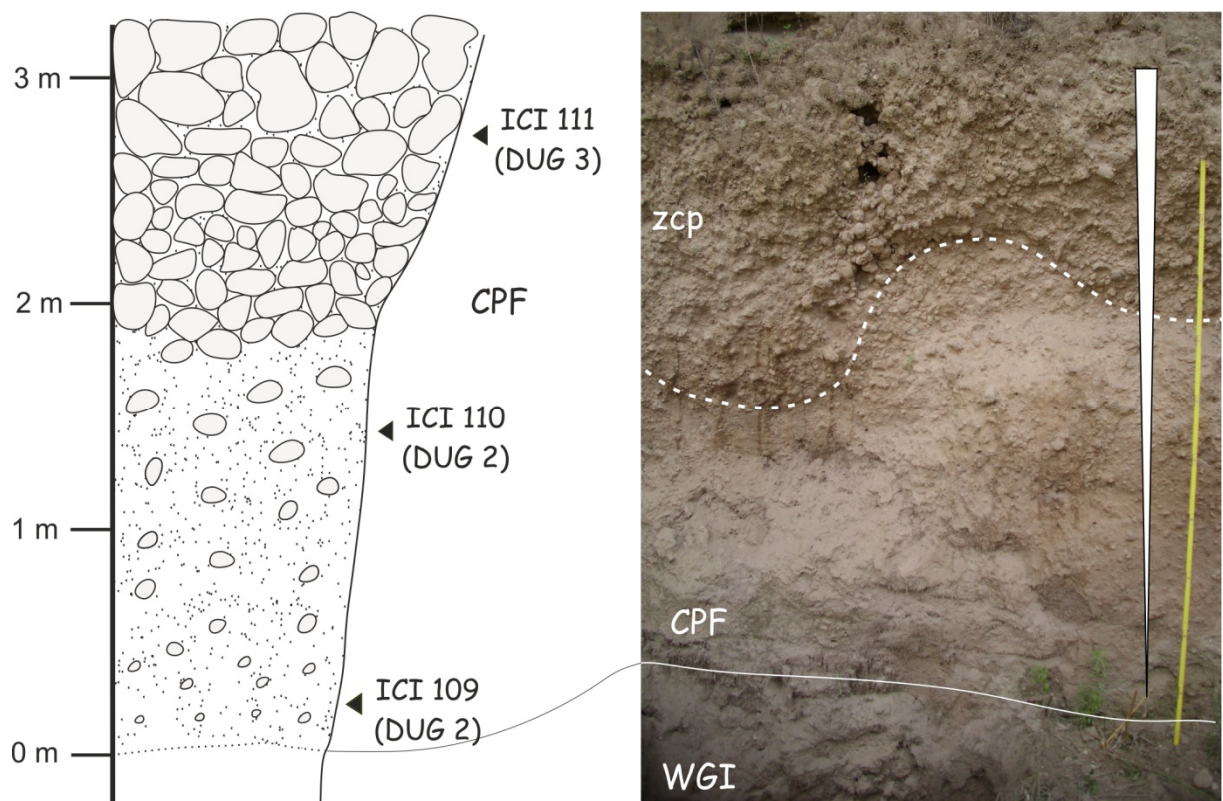


Fig. 2.16 Log stratigrafico della sezione 13 (a sinistra) in località Dugenta. A destra foto del contatto tra WGI e CPF (zcp: zona di concentrazione in pomici).

Località S. Agata de Goti: sez. 14

La località S. Agata de Goti si trova 38 km a NE dal centro eruttivo. La base della successione è affiorante lungo il corso del torrente Isclero, affluente del fiume Volturno. L'IC (Fig. 2.17) giace su un paleosuolo bruno chiaro a sua volta poggiante su piroclastiti (pomici) pre-ICe. Tali piroclastiti sono confinate alla base da un secondo paleosuolo. L'unità da caduta dell'ICe (PPF) è fortemente erosa e si ritrova, con spessori esigui, solo in locali depressioni nel paleosuolo.

La sequenza stratigrafica dell'IC inizia con un livello depleto in fini, lateralmente continuo ma con spessore variabile da 3,5 a 0,5 cm, ricco in litici lavici sub-angolari e cristalli di sanidino (ground layer). I litici hanno dimensioni massime fino a 1,5 cm.

Sul ground layer poggia, con contatto netto ed erosivo, un deposito cineritico incoerente, spesso 35 cm, variabile verticalmente in colore dal grigio chiaro al grigio scuro, contenente abbondanti lapilli pomicei arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Le pomici presentano una leggera gradazione inversa mentre i litici non appaiono gradati e hanno dimensioni massime fino a 1 cm. Le dimensioni massime delle pomici vanno da 2 cm alla base (porzione grigio chiaro spessa 15 cm) a 3,8 cm al tetto (porzione grigio scuro spessa 20 cm). In tutto lo spessore, i lapilli fini appaiono debolmente allungati, aventi una comune orientazione e inclinazione rispetto alla base dell'unità (blanda embricazione). L'angolo di embriciatura è circa 12°. Il tetto dell'unità (per uno spessore di circa 3-4 cm) appare lievemente arrossato. I depositi descritti formano l'unità USAF.

Il passaggio verticale all'unità WGI è graduale e avviene in pochi centimetri. WGI è formata da una cinerite grigia, massiva, spessa fino a circa 20 m, saldata in tutto il suo spessore. La base dell'unità, per uno spessore di circa 0,5 m, contiene pomici millimetriche disperse, di colore grigio chiaro-bianco, arrotondate e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli costituiti principalmente da sanidino. Oltre tale spessore, gli juvenili sono interamente composti da scorie grigio scuro, arrotondate e moderatamente vescicolate. Il grain fabric appare abbastanza caotico nell'intera unità. Sia le scorie che i litici mostrano una netta gradazione inversa. Le dimensioni massime delle scorie vanno da circa 3-4 cm alla base a circa 10 cm nella parte mediana, fino 18 cm al tetto dell'unità. Le dimensioni massime dei litici vanno da 1,5 cm alla base a 3,5 cm al tetto dell'unità. Una diffusa fratturazione colonnare è osservabile in tutto lo spessore dell'unità ed è particolarmente intensa nella parte mediana del deposito. Il grado di saldatura è molto elevato sin dalla base sebbene decresca leggermente al tetto.

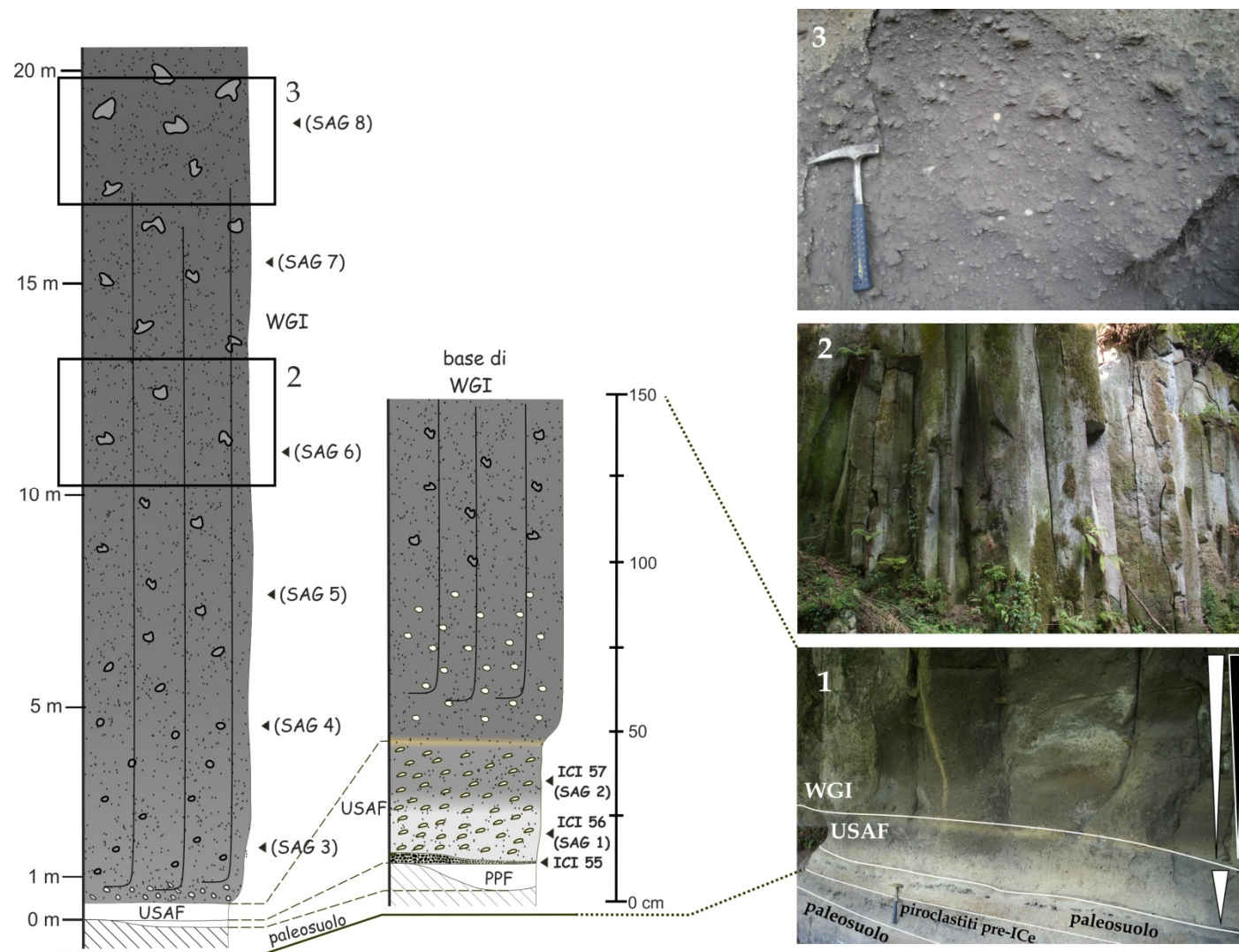


Fig. 2.17 Log stratigrafico della sezione 14 in località S. Agata de' Goti. I riquadri numerati nel log stratigrafico sono relativi alle foto nella colonna a destra: 1) La base della successione poggianti su un paleosuolo. Si può notare la fratturazione colonnare in WGI; 2) Intensa fratturazione colonnare nella parte mediana di WGI; 3) Scorie grossolane al tetto di WGI.

Località Moiano: sez. 15

La località Moiano si trova 41 km a NE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.18) ha alla base l'unità da caduta (PPF) giacente su un paleosuolo. L'unità PPF appare molto rimaneggiata e con evidenti segni di fluitazione (clasti estremamente arrotondati e blanda embriciatura).

Sul deposito da caduta poggia un livello, depleto in fini, ricco in litici lavici angolari e cristalli di sanidino, avente spessore massimo 4 cm (ground layer). Lo spessore è fortemente discontinuo lateralmente. La dimensione massima dei litici è di 25 mm. Segue, con contatto netto ed erosivo, un deposito stratificato per granulometria spesso in totale circa 10 cm. Esso è composto da un'alternanza ritmica di 3 livelli di lapilli pomicei molto fini, depleti in frazione fine e 3 livelli cineritici. I livelli hanno spessore variabile tra 1 e 3 cm e possiedono, in tutti i casi un buon sorting. Tutti i livelli sono planari e concordanti e appaiono nettamente impoveriti in litici e cristalli. I livelli descritti formano l'unità USAF.

USAF passa verticalmente ad un deposito cineritico grigio, massivo, spesso fino a 3 m, da incoerente a saldato (WGI). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei medio-grossolani (fino a 5 cm), arrotondati e molto vescicolati e subordinati litici lavici, con dimensioni fino a 1,5 cm, e abbondanti cristalli di sanidino. La base del deposito, per uno spessore di circa 20 cm, presenta una gradazione inversa delle pomici mentre i litici non appaiono gradati in tutto lo spessore. La saldatura appare variabile lateralmente. L'unità mostra diversi livelli depleti in fini. Si osservano numerose strutture da degassazione (pipes), spesse pochi millimetri e aventi estensione verticale fino a 1 m. In un solo caso è stata osservata un'ampia struttura da degassazione, avente spessore tra 60 e 120 cm ed estensione verticale > 2,5 m, ricchissima in litici lavici angolari, con dimensioni massime fino a 2 cm, e cristalli di sanidino. I litici spesso appaiono alterati. Oltre a strutture tipo pipes, localmente, nel deposito si rinvenivano delle lenti (pods), deplete in fini, ricchissime in litici lavici centimetrici e cristalli di sanidino. Sono state osservate tre strutture tipo "pod", la più grande delle quali ha un'estensione minima laterale di 8 m e spessore di 1,2 m.

WGI grada verticalmente in un deposito cineritico giallo, litificato, spesso fino a 2 m (unità LYT). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei, rare scorie e subordinati litici e cristalli.

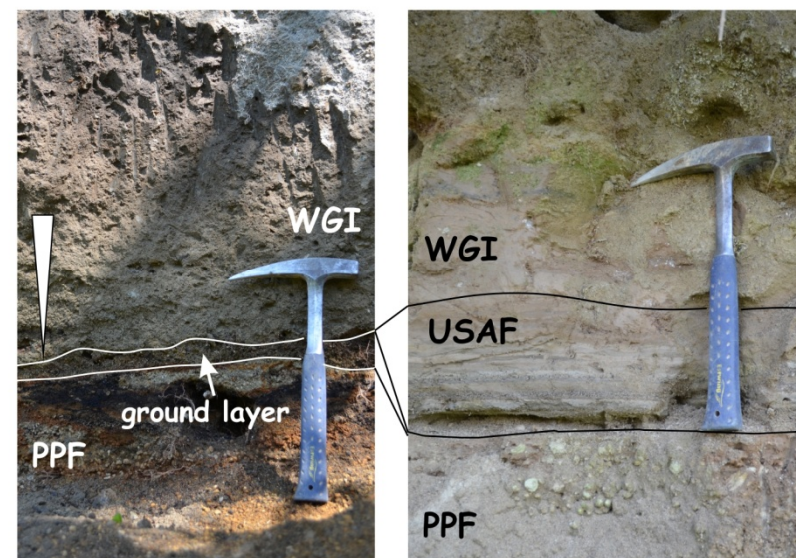
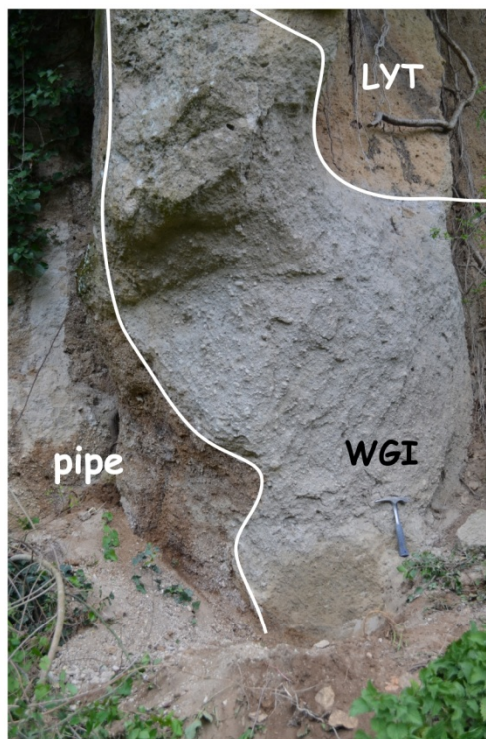
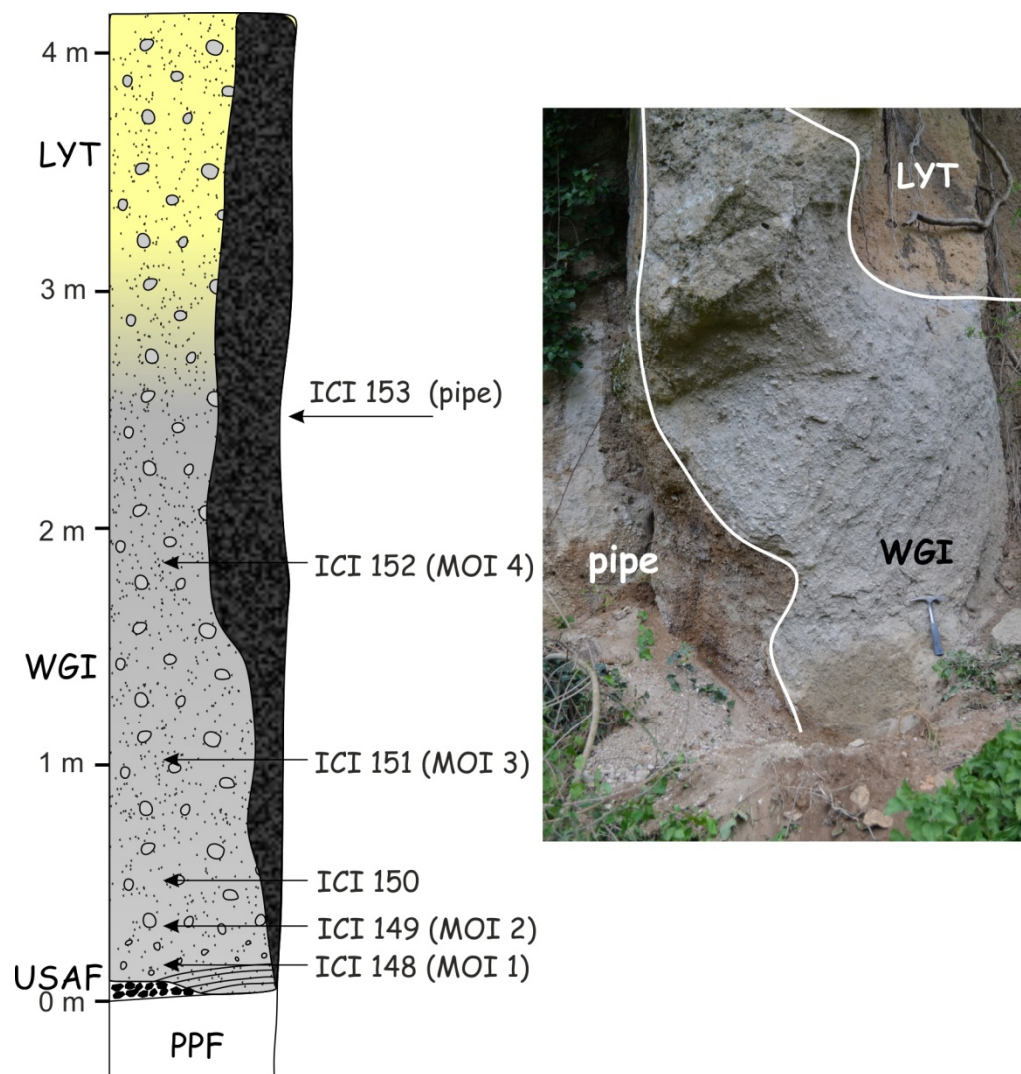


Fig. 2.18. Log stratigrafico della sezione 15 in località Moiano. Al centro: Il corpo ignimbrico è attraversato in tutto il suo spessore da una struttura da degassazione (pipe) avente ampiezza fino a 120 cm. Sulla destra: I contatti tra PPF, USAF e WGI alla base della sequenza.

Località Tocco Caudio: sez. 16

La località Tocco Caudio si trova 49 km a NE dal centro eruttivo, protetta dai rilievi del massiccio del Taburno-Camposauro. L'IC (Fig. 2.19) giace sull'unità da caduta (PPF) spessa 25 cm.

Su PPF poggia, con contatto erosivo, una cinerite grigio-giallastra, incoerente, da massiva a blandamente stratificata, spessa 49 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini e molto subordinati litici lavici millimetrici e cristalli. Tale deposito forma l'unità USAF.

USAF grada in un deposito cineritico massivo, spesso complessivamente 20 m (WGI) in cui sono dispersi lapilli pomicei grigi, arrotondati. La base del deposito, per uno spessore di circa 2,5 m, è incoerente, variabile in colore da grigio chiaro-giallino a grigio scuro. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Le pomici mostrano una blanda gradazione inversa. Oltre tale spessore, il deposito diviene incipientemente saldato.

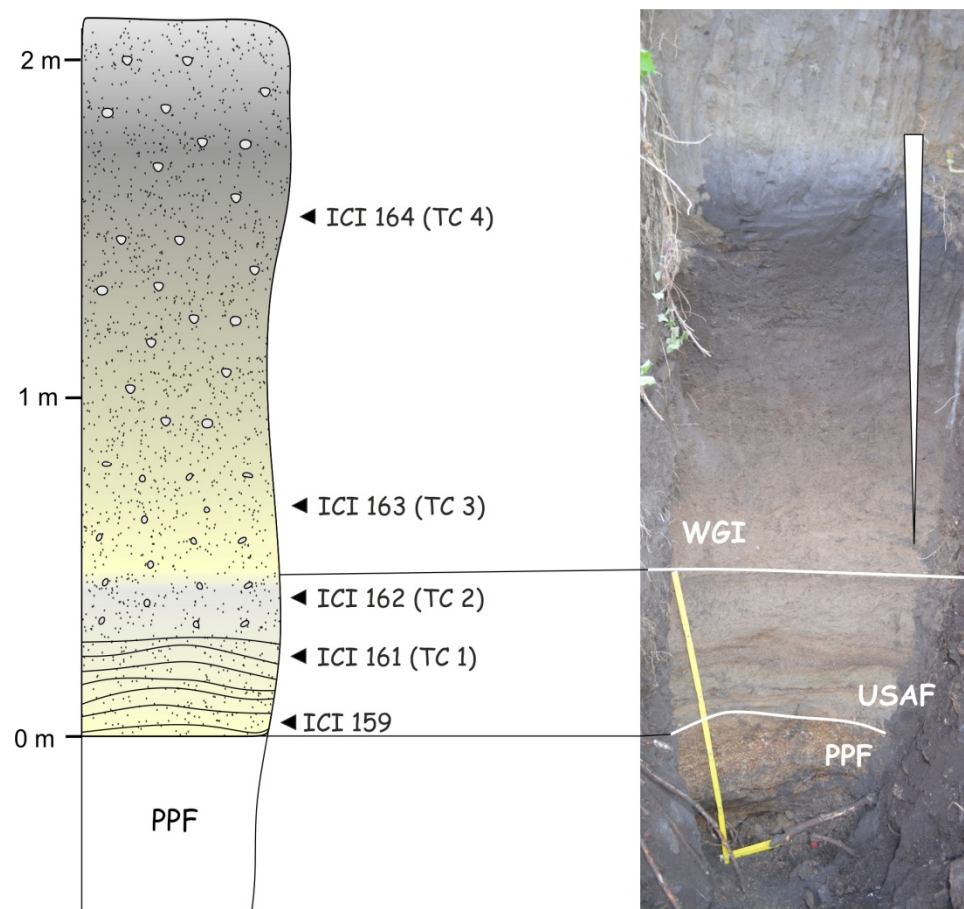


Fig. 2.19 Log stratigrafico della sezione 16 (a sinistra) e foto dell'affioramento (a destra) in località Tocco Caudio.

Località Roccabascera: sez. 17

La località Roccabascera si trova 50 km a NE dal centro eruttivo, alle spalle dei rilievi del gruppo del Partenio. In questo affioramento non è osservabile la base della sequenza (PPF e USAF) (Fig. 2.20). L'unità WGI è formata da un deposito cineritico grigio, massivo, da incoerente a incipientemente saldato, spesso circa 3 m. I primi 100 cm di spessore, al di sopra del piano campagna, appaiono incipientemente saldati. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Nel restante spessore (2 m), il grado di saldatura diminuisce fino a formare un deposito da compatto a incoerente. In questa porzione sono dispersi lapilli pomicei grigi e arrotondati più grossolani rispetto alla porzione parzialmente saldata sottostante. Le due porzioni sono in continuità verticale. Possono essere osservate incipienti fatturazioni colonnari e abbondanti "gas-holes structures".

WGI grada verticalmente in un deposito cineritico giallo, litificato (unità LYT), massivo, spesso circa 2 m. LYT contiene lapilli pomicei grigi, arrotondati e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino dispersi nella matrice.

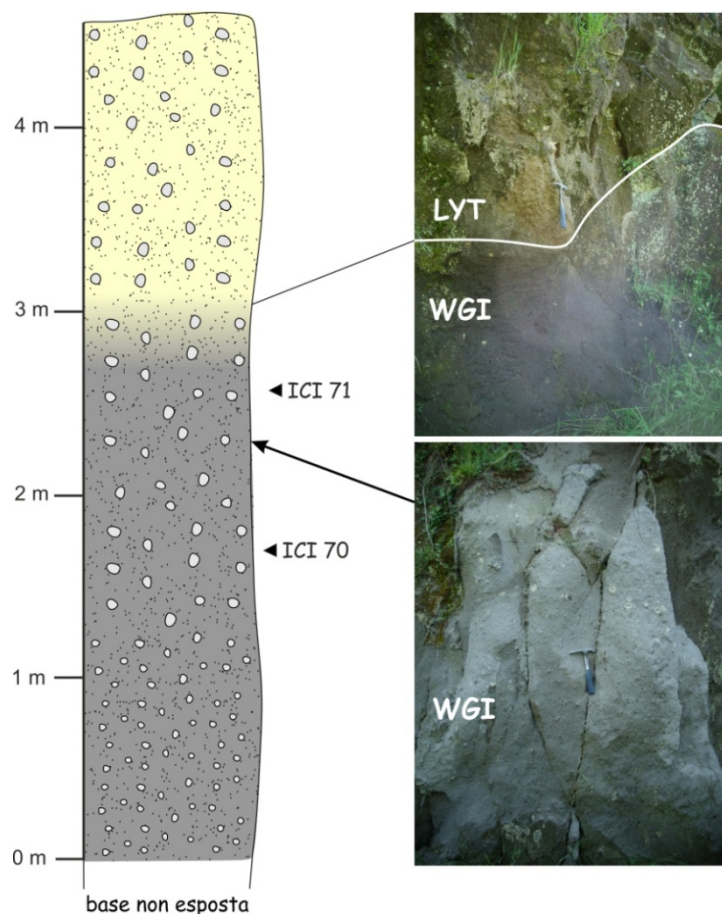


Fig. 2.20 Log stratigrafico delle sezione 17 (a sinistra) in località Roccabascera. Foto a destra in basso: dettaglio di WGI; in alto: contatto WGI-LYT.

Località Tufara: sez. 18

La località Tufara si trova 53 km a NE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.21) poggia sull'unità da caduta (PPF), fortemente erosa (spessore massimo 15 cm), a sua volta giacente su conglomerati.

Sull'unità PPF poggia con contatto fortemente erosivo, un deposito cineritico, stratificato, incoerente, color giallo-ocra, spesso circa 5 cm. Localmente, le lamine formano bedforms simmetriche (sandwave) aventi lunghezza e ampiezza d'onda, rispettivamente di 80 e 5 cm. Tra le lamine si possono osservare lenti, deplete in fini, formate da lapilli pomicei grigio chiaro, sub-angolari e molto vescicolati. Tale deposito forma l'unità USAF.

USAF passa verticalmente, con contatto netto, in un deposito (WGI) cineritico massivo, da incoerente a saldato, spesso fino a circa 4 m. Il grado di saldatura aumenta verso l'alto. I primi 80 cm di spessore si presentano incoerenti, massivi, variabili in colore dal giallo-ocra al grigio scuro. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei, arrotondati e molto vescicolati, grigio chiaro nella porzione giallo-ocra e grigio scuro nella porzione grigia e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Le pomici presentano una gradazione inversa mentre i litici non appaiono gradati. Oltre tale spessore, la saldatura aumenta e si osservano fatturazioni colonnari.

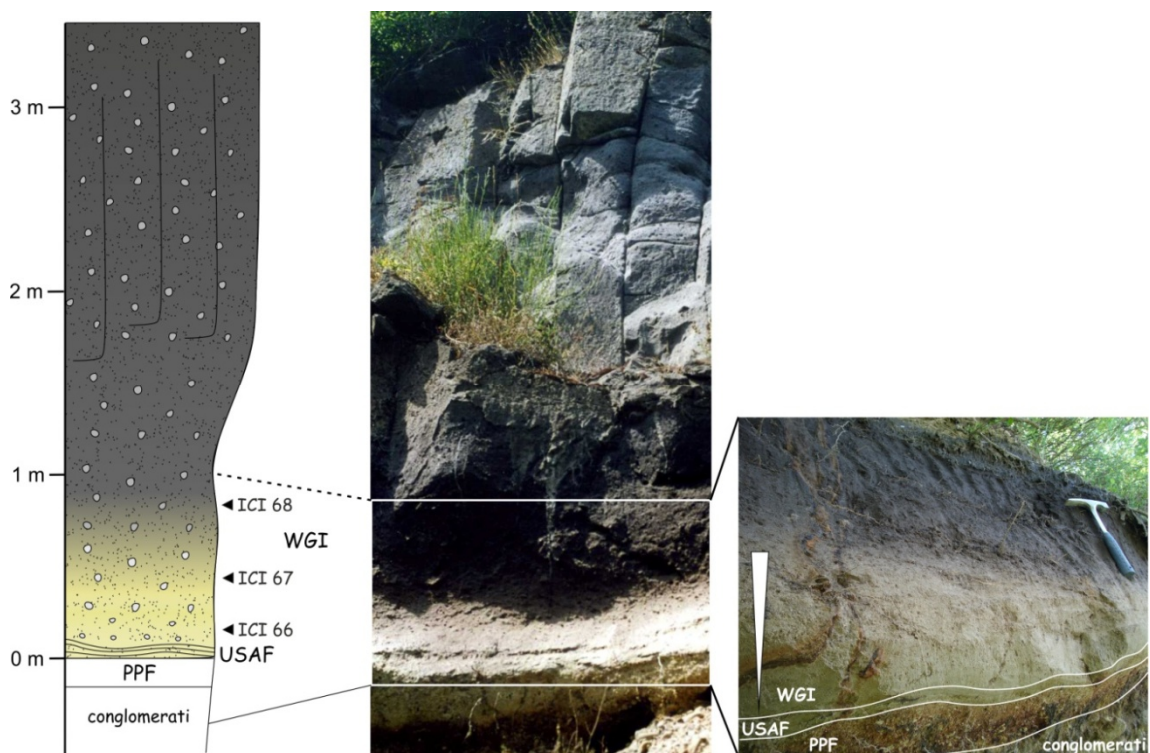


Fig. 2.21 Log stratigrafico delle sezione 18 (a sinistra) in località Tufara. Al centro foto della successione ignimbrítica, a destra dettaglio della base.

Località Poeti: sez. 19

La località Poeti si trova 66 km a NE dal centro eruttivo, in un contesto morfologico da collinare a pianeggiante ed è una delle più distali. L'affioramento è confinato in una piccola depressione del substrato. L'IC (Fig. 2.22) poggia sull'unità da caduta (PPF), fortemente erosa, a sua volta giacente su un paleosuolo. L'intera sequenza è spessa circa 1 m.

Sull'unità PPF poggia una cinerite (USAF) debolmente stratificata, di colore grigio-bruno, litificata per processi secondari, spessa circa 6 cm. Essa è discontinua lateralmente. Contiene lapilli pomicei fini dispersi e subordinati litici e cristalli. Essa passa verticalmente, con contatto netto, ad un deposito cineritico (WGI), massivo, incipientemente saldato, variabile verticalmente in colore da grigio-bruno a grigio scuro, spesso circa 65 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei da grigio chiaro alla base a grigio scuro al tetto e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino.

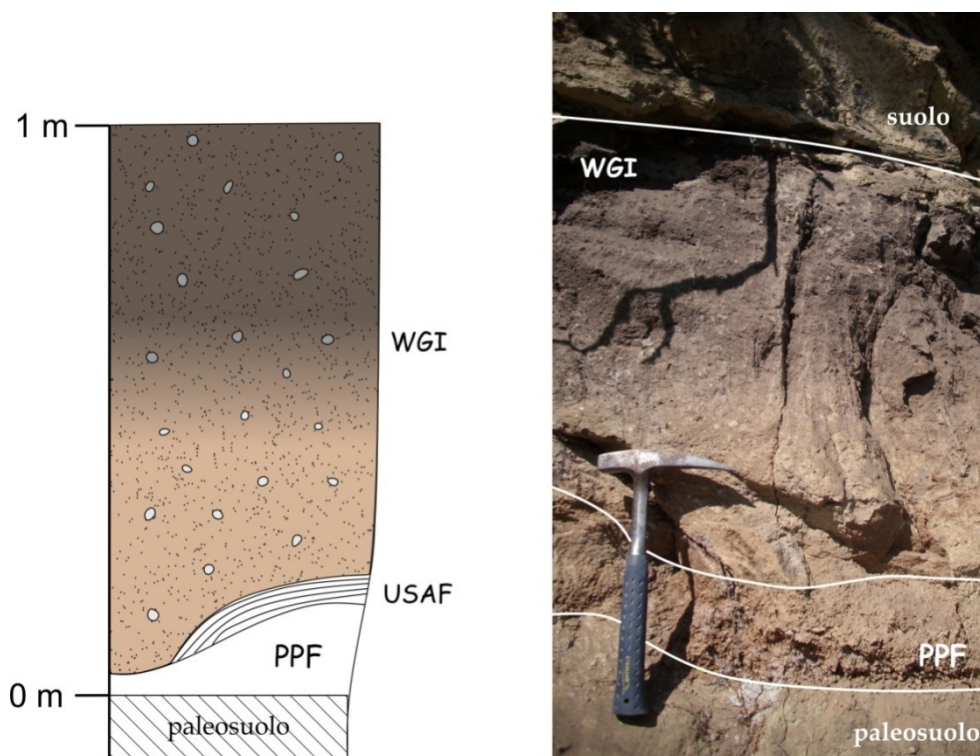


Fig. 2.22 Log stratigrafico delle sezione 19 (a sinistra) in località Poeti e foto dell'affioramento (a destra)

Località Altavilla Irpina: sez. 20

La località Altavilla Irpina si trova 55 km a E-NE dal centro eruttivo, alle spalle dei rilievi del gruppo del Partenio. La sezione è stata studiata in una cava attiva con ottima esposizione della stratigrafia lungo le pareti. L'IC (Fig. 2.23) poggia sull'unità da caduta (PPF), fortemente erosa (spessore variabile lateralmente da 5 a 33 cm), a sua volta giacente su un paleosuolo.

Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, un livello depleto in fini e ricco in litici lavici sub-angolari e cristalli di sanidino (ground layer), il cui spessore varia lateralmente a 3,5 a 0,5 cm. Le dimensioni massime dei litici arrivano a 6 – 6,5 mm. Segue, con contatto erosivo, un deposito cineritico stratificato, da incoerente a indurito, con spessore massimo tra 3 e 4,5 cm che appare fortemente eroso lateralmente fino a scomparire. La stratificazione varia lateralmente da planare a debolmente ondulata. Lunghezza e ampiezza d'onda misurano, rispettivamente, 20 e 2 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigi, arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Tali depositi formano l'unità USAF.

USAF passa verticalmente, con contatto netto, ad un deposito cineritico grigio, massivo, da incoerente a molto compatto, spesso circa 15 m (WGI). La base, per uno spessore di circa 30 cm, appare grigio chiaro e contiene dispersi lapilli pomicei arrotondati con dimensioni fino a 1,5 cm. Oltre tale spessore, il deposito diviene più scuro e le dimensioni massime delle pomici aumentano con l'altezza fino ad un massimo di 4 – 5 cm al top dell'unità. In tutta l'unità sono subordinati litici lavici con dimensioni fino a circa 1 cm e abbondanti cristalli di sanidino. I litici non appaiono gradati.

WGI grada verticalmente in un deposito cineritico giallo, litificato, massivo, con spessore minimo di 5 m (unità LYT). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei grossolani (stesse dimensioni che al tetto di WGI) arrotondati e parzialmente alterati e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino.

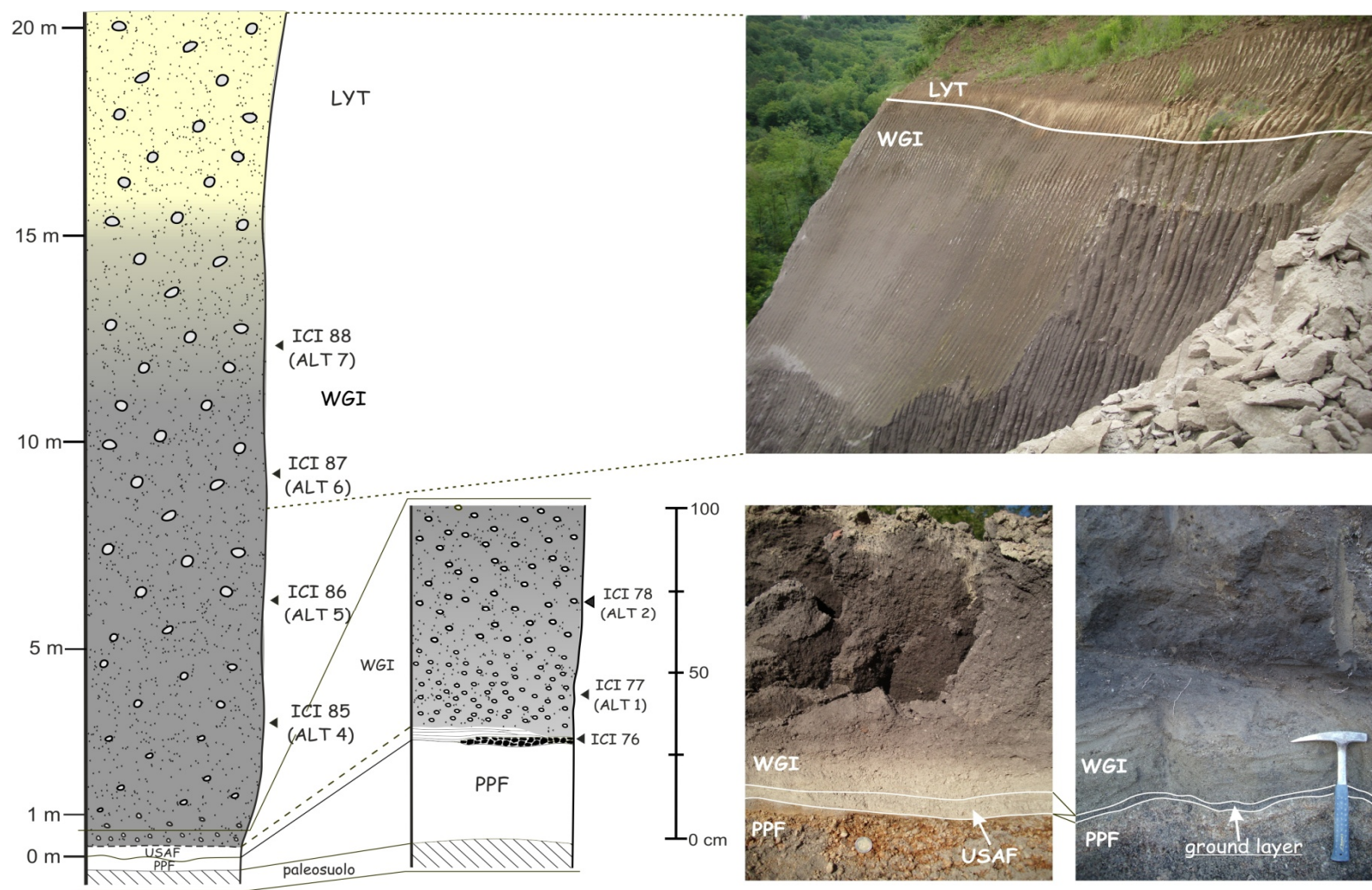


Fig. 2.23 Log stratigrafico della sezione 20 (a sinistra) con un dettaglio della base, in località Altavilla Irpina. Foto della base della successione con i contatti tra PPF, USAF e WGI (destra in basso); foto del contatto tra WGI e LYT (destra in alto).

Località Grottaminarda: sez. 21

La località Grottaminarda si trova 79 km a NE dal centro eruttivo. Rappresenta l'affioramento più distale, in un contesto morfologico collinare. L'IC (Fig. 2.24) poggia sull'unità da caduta (PPF) fortemente erosa e rimaneggiata. Lo spessore è discontinuo lateralmente e i lapilli sono arrotondati. Si possono osservare le caratteri primari del deposito da caduta solo in piccole sacche.

Sul deposito da caduta poggia con contatto netto ed erosivo un deposito cineritico massivo, grigio chiaro - biancastro, da incoerente a compatto, contenente abbondanti lapilli fini e arrotondati immersi in una matrice cineritica grossolana, e subordinati litici lavici millimetrici (molto scarsi) e cristalli (sanidino, biotite, pirosseno). I componenti non sono gradati. Tra i litici si rinvencono rari frammenti arrotondati di tufo con dimensioni massime fino a 5 cm. Lo spessore totale è di circa 3 m sebbene la parte alta (1 m) appaia fortemente rimaneggiata e pedogenizzata fino a formare un suolo al tetto.

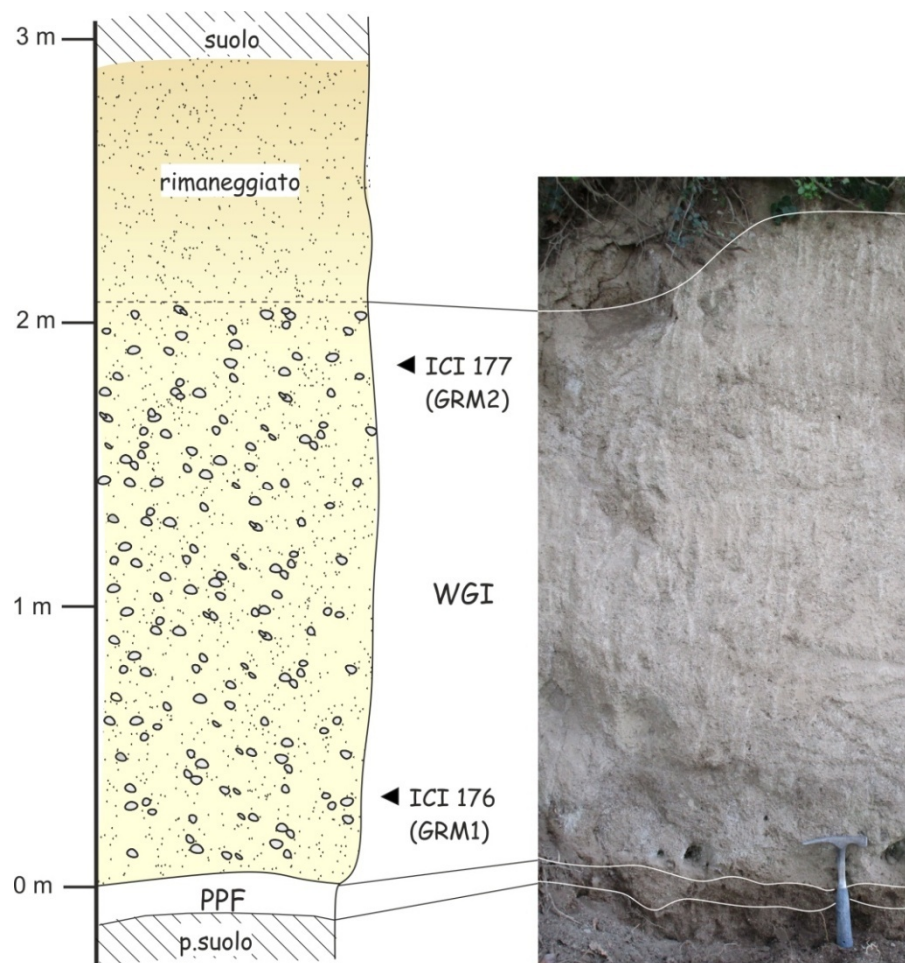


Fig. 2.24 Log stratigrafico della sezione 21 (a sinistra) e foto (a destra) in località Grottaminarda.

Località San Mango sul Calore: sez. 22

La località San Mango sul Calore si trova 71 km a E dal centro eruttivo. Rappresenta uno degli affioramenti più distali. L'IC (Fig. 2.25) poggia sull'unità da caduta (PPF) a sua volta giacente su un paleosuolo.

Sull'unità PPF poggia un livello discontinuo lateralmente, depleto in fini, ricco in litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino, spesso 0,5 mm (ground layer). La dimensione massima dei litici è di 3,6 mm. Segue, con contatto erosivo, un deposito cineritico grigio – giallastro, incoerente e ben sortito, da massivo a molto blandamente stratificato, spesso 20 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigio chiaro, arrotondati e molto subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Tale deposito forma l'unità USAF.

USAF grada in un deposito cineritico incoerente, da ben classato a moderatamente classato, spesso circa 6 m (WGI). Varia verticalmente in colore dal grigio-bruno (3 m) al grigio chiaro (3 m). La transizione è graduale. In tutto lo spessore, sono dispersi nella matrice pochi lapilli pomicei fini e molto subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. La porzione grigio-bruna appare interamente massiva e non mostra gradazione dei componenti. La porzione grigia varia da massiva (1,5 m) alla base a stratificata superiormente (1,5 m). La stratificazione appare ondulata, con ondulazioni a scala decimetrica o metrica, talvolta con stratificazione incrociata. Anche in questa porzione non si osservano gradazioni dei componenti. WGI grada verticalmente in un deposito cineritico giallo, litificato, massivo, spesso 2 m (unità LYT). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigio chiaro, arrotondati e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino.

Località Acqua Fidra: sez. 23

La località Acqua Fidra si trova 47 km a E-NE dal centro eruttivo e rappresenta l'affioramento a maggiore altitudine (971 m s.l.m.) tra quelli studiati. Acqua Fidra è un piccolo pianoro montano, caratterizzato dalla presenza di una sorgente, situato sul versante meridionale del massiccio di Monte Vergine.

L'IC (Fig. 2.26) poggia sull'unità da caduta (PPF), avente spessore > 70 cm, a sua volta giacente su un paleosuolo bruno. Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, un livello depleto in fini, lateralmente continuo, spesso fino a 1 cm, ricco in litici lavici sub-angolari e cristalli di sanidino (ground layer). I litici hanno dimensioni massime fino a 4 mm. Segue una cinerite fine, incoerente, massiva, ben sortita, di colore grigio scuro, spessa 11 cm. Nella matrice sono dispersi rari lapilli pomicei grigi, arrotondati e molto vescicolati e subordinati

litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Il tetto (2 cm) appare arrossato e molto compatto. I depositi descritti formano l'unità USAF.

Segue verticalmente, un deposito cineritico grigio scuro (WGI), massivo ed interamente saldato. Lo spessore in corrispondenza dell'affioramento studiato è di circa 1 m, sebbene nelle vicinanze superi i 2 m (base non affiorante). Nei primi centimetri di spessore (circa 10) nella matrice saldata sono dispersi lapilli pomicei molto fini e arrotondati. Oltre tale spessore gli juvenili sono formati da scorie; sono inoltre presenti subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Le scorie appaiono talvolta appiattite e leggermente isorientate ed embricate. Il versante carbonatico ha un'inclinazione di circa 20° e immersione N250° (W-SW). Il corpo ignimbritico appare concordante con il versante ma le scorie appiattite nel deposito mostrano un'immersione opposta a quella del pendio (N70°). L'inclinazione media delle scorie rispetto all'orizzontale è di circa 10 – 12° (circa 30° rispetto all'inclinazione del versante).

Località Monteforte Irpino 1: sez. 24

La sezione 24 si trova 45 km a E dal centro eruttivo ed è stata studiata in un canale naturale che drena le acque di ruscellamento che scendono dai rilievi circostanti. L'IC (Fig. 2.27) giace sull'unità da caduta (PPF).

Su PPF poggia una cinerite rosa pallido, massiva, da incoerente a compatta, spessa 160 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei e subordinati litici lavici e cristalli, formati principalmente da sanidino. Sia le pomici che i litici mostrano una gradazione inversa. Le dimensioni massime delle pomici vanno da 1,5 cm alla base a 3 cm al tetto. Le dimensioni massime dei litici vanno da 0,2 cm alla base a 0,8 cm al top. Possono essere osservate rare ossidiane millimetriche. Il contatto basale con il sottostante deposito da caduta (PPF) è netto e erosivo. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada verticalmente in una cinerite grigio chiaro (WGI) massiva, da incoerente a compatta, avente spessore massimo fino a circa 5 m. La gradazione da USAF a WGI avviene in circa 15 – 20 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Sia le pomici che i litici mostrano una gradazione diretta. La dimensione massima delle pomici alla base dell'unità è di 5 cm e circa 2 cm al tetto. Le dimensioni massime dei litici variano da 1,8 cm alla base a 0,8 cm al tetto.

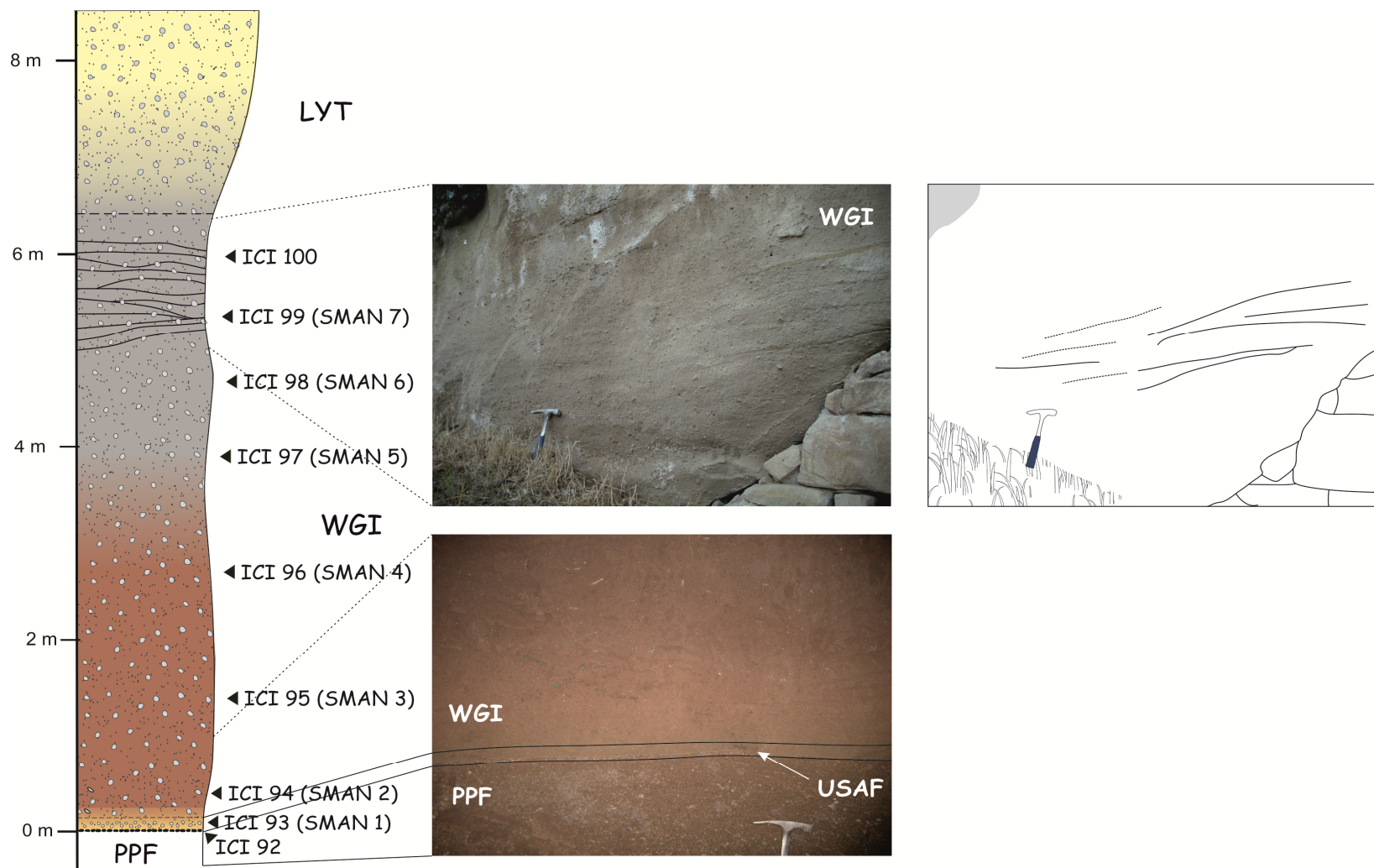


Fig. 2.25 Log stratigrafico della sezione 22 (a sinistra) in località San Mango sul Calore. Foto dei contatti basali (destra in basso) e della parte alta di WGI stratificata (destra in alto) con a lato uno schema delle principali lineazioni.

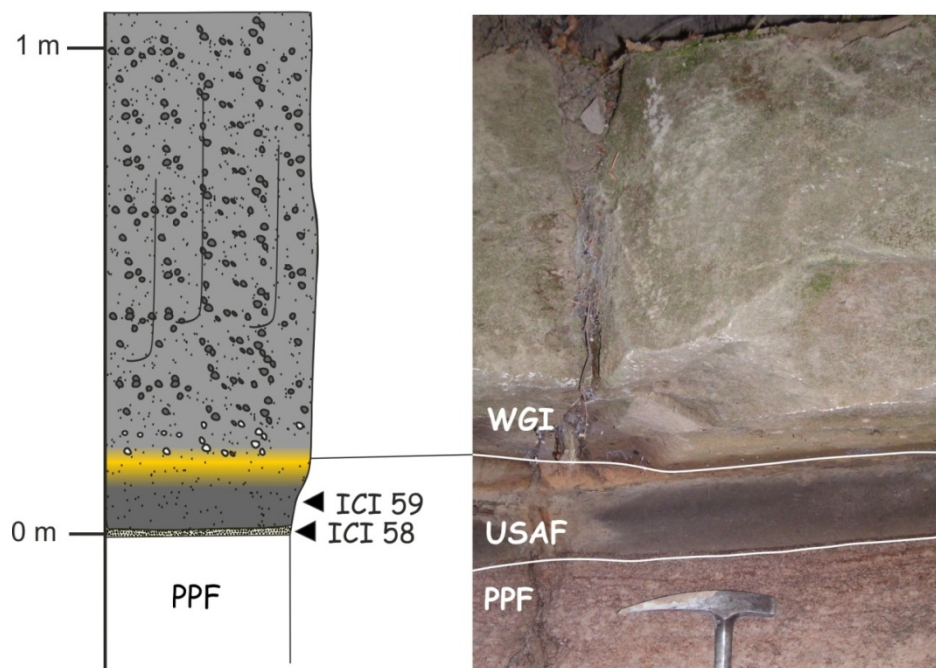


Fig. 2.26 Log stratigrafico delle sezione 23 (a sinistra) in località Acqua Fidia e foto dell'affioramento (a destra).

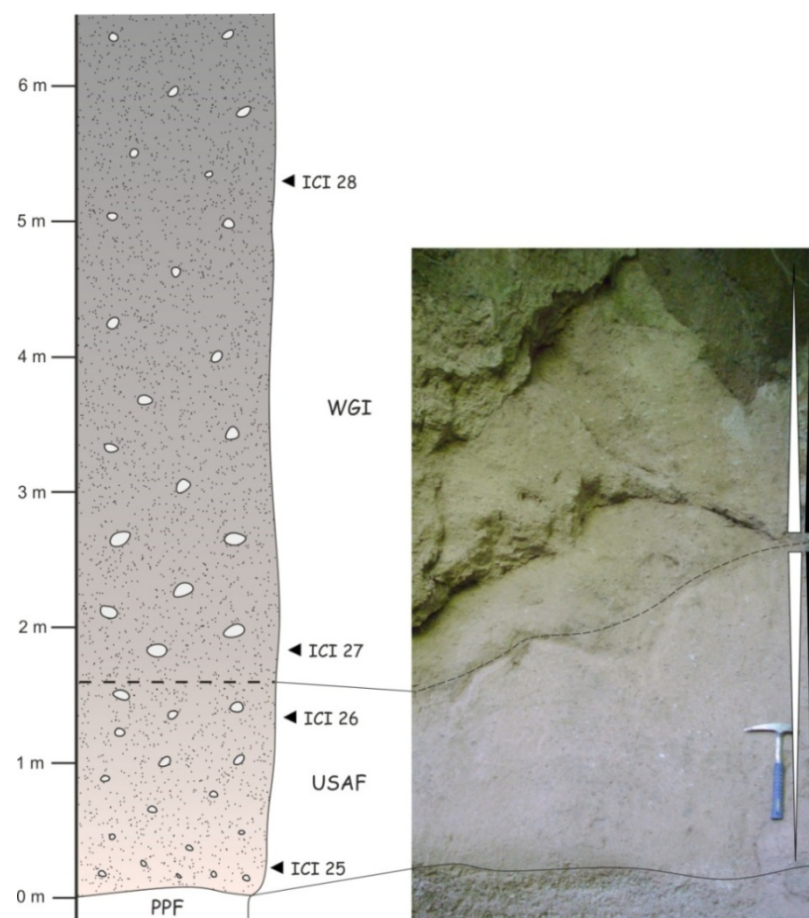


Fig. 2.27 Log stratigrafico delle sezione 24 (a sinistra) in località Monteforte Irpino 2; a destra foto della base della successione.

Località Monteforte Irpino 2: sez. 25

La sezione 8 si trova 100 m a valle della sezione 24, precedentemente descritta. L'IC (Fig. 2.28) giace sull'unità da caduta (PPF) fortemente erosa.

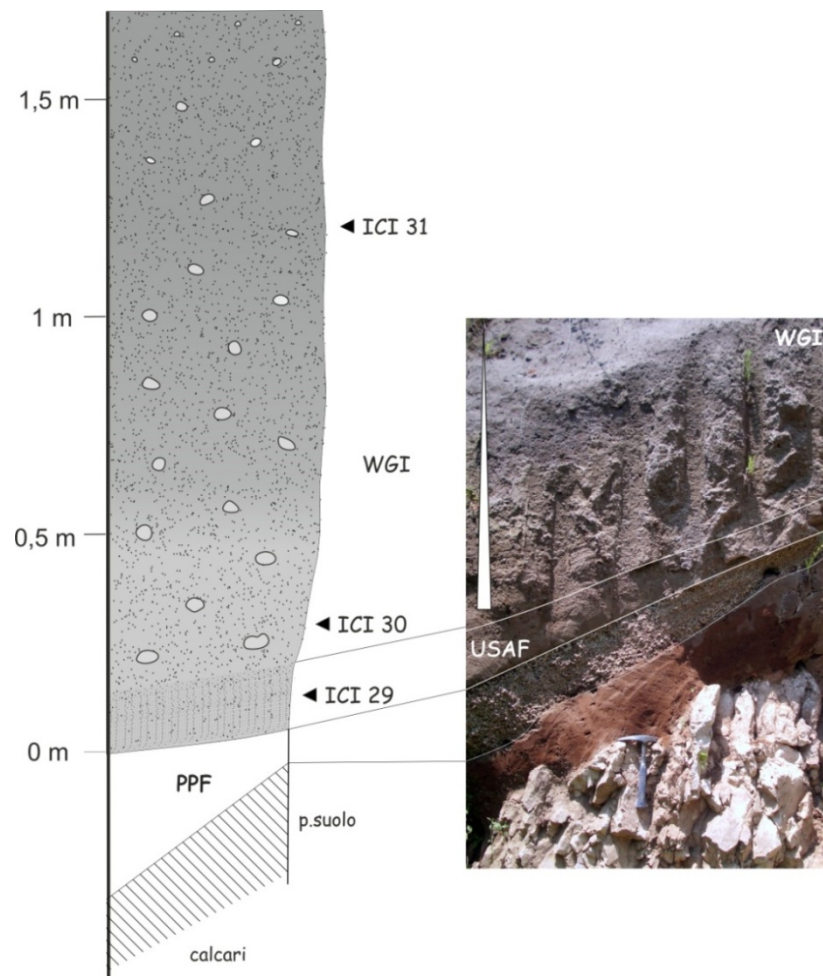


Fig. 2.28 Log stratigrafico delle sezione 25 (a sinistra) in località Monteforte Irpino 3. Nella foto a destra si nota il substrato calcareo coperto da un paleosuolo e la forte erosione di PPF.

Lo spessore di PPF è discontinuo lateralmente, variando da 30 cm a 0. Su PPF poggia, con contatto netto ed erosivo, una cinerite grigio-giallastra (USAF), da massiva a debolmente stratificata, incoerente, spessa 15 – 20 cm. Nella cenere sono disperse abbondanti pomici grigie arrotondate con dimensioni variabili dai lapilli fini alle cenere grossolana e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Essa passa verticalmente ad una cinerite che grada in colore dal grigio chiaro al grigio scuro (WGI), massiva, da incoerente a compatta, con spessore osservabile di 2 m. Nella cenere sono dispersi lapilli pomicei grossolani e subordinati litici lavici millimetrici e abbondanti cristalli di sanidino. Le pomici mostrano una gradazione diretta mentre i litici non appaiono gradati. Le dimensioni massime delle pomici vanno da circa 3 cm alla base a 1 cm ad 1,5 m al top dell'unità.

Località Monteforte Irpino 3: sez. 26

La località Monteforte Irpino si trova 45 km a est dal centro eruttivo alle falde del gruppo del Partenio. L'affioramento è a ridosso di un versante carbonatico che forma il fianco di una valle. L'IC (Fig. 2.7) giace sull'unità da caduta (PPF) a sua volta poggiante su un paleosuolo bruno.

Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, un deposito cineritico incoerente, da massivo a blandamente stratificato, moderatamente sortito, spesso circa 23 cm (USAF). Esso grada verticalmente in colore da grigio scuro-nero (12 cm) a giallo pallido (8 cm) a rosso- arancione (circa 3 cm). La porzione grigia mostra una blanda stratificazione planare mentre la porzione gialla appare massiva. Nelle matrice sono dispersi lapilli pomicei millimetrici, da grigio scuro a grigio chiaro, talvolta appiattiti (porzione grigia) e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Considerando lo spessore totale di queste due porzioni, sia pomici che litici mostrano una blanda gradazione diretta. La porzione rosso arancione, incipientemente saldata, segna la transizione repentina a WGI.

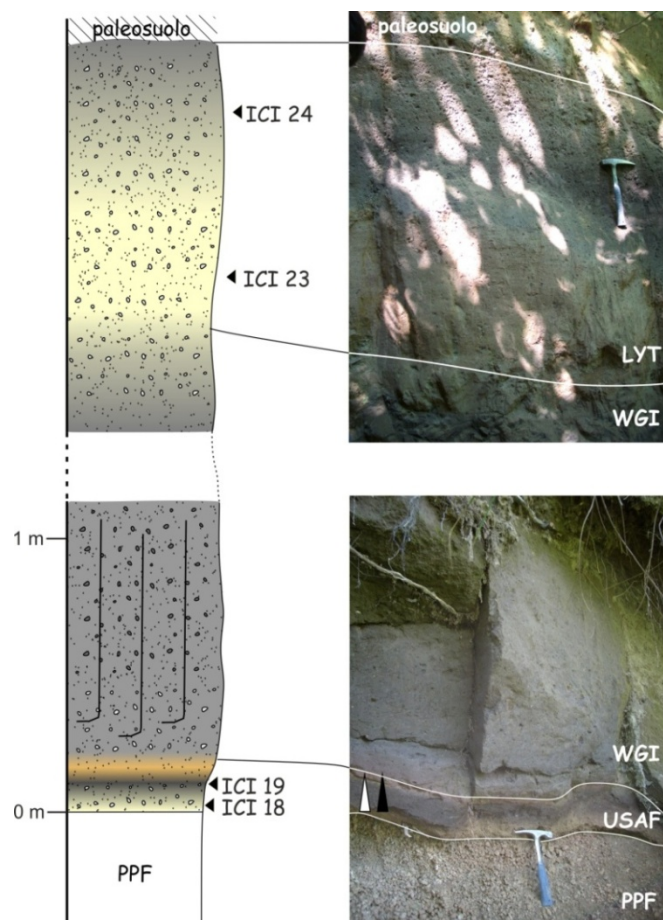


Fig. 2.29 Log stratigrafico composito della sezione 26 (a sinistra) in località Monteforte Irpino, a destra le foto relative alla base ed alla sommità della successione studiata.

L'unità WGI è formata da un deposito cineritico grigio, saldato sin dalla base, massivo. Lo spessore visibile alla scala dell'affioramento è di 115 cm. Nei primi 35 cm di spessore, nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigio scuro, arrotondati e molto vescicolati. Oltre tale spessore, gli juvenili sono rappresentati principalmente da lapilli scoriacei fini.

WGI grada verticalmente, in una cinerite grigio chiaro - giallastra, massiva, da incoerente a compatta, moderatamente sortita, spessa 160 cm. Essa contiene abbondanti lapilli pomicei fini dispersi e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Rare scorie, con dimensioni di lapilli fini, possono essere osservate. Il tetto (30 cm) appare fortemente alterato. Tale deposito rappresenta l'unità LYT in cui il grado di zeolitizzazione è estremamente basso. La sequenza è confinata al tetto da un'alternanza di paleosuoli e piroclastiti di origine vesuviana.

Località Visciano: sez. 27 - 28

La località Visciano si trova 42 km a est dal centro eruttivo in una valle a 500 m s.l.m. Lo spessore totale della sequenza dell'IC (Fig. 2.30) è circa 5 m. Essa giace sull'unità PPF, spessa 165 cm, a sua volta poggiante su un paleosuolo bruno.

Su PPF poggia un livello depleto in fini, lateralmente discontinuo, ricco in litici lavici angolari e cristalli (ground layer) spesso 2,5 cm. La dimensione massima dei litici è di circa 8 mm. Sul ground layer o direttamente sul paleosuolo poggia, con contatto netto ed erosivo, un deposito cineritico incoerente, da massivo a molto blandamente stratificato, variabile verticalmente in colore da grigio scuro ad arancione, spesso circa 20 cm. Nella matrice sono dispersi pochi lapilli pomicei molto fini, grigio scuro e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. La porzione grigia, incoerente, è spessa circa 10-15 cm mentre la porzione arancione, spessa circa 5 cm, si presenta incipientemente saldata. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada in un deposito cineritico grigio, massivo, poco sortito, interamente saldato, spesso fino a circa 5 m (WGI). La base del deposito, per uno spessore di 35 cm, contiene lapilli pomicei fini, talvolta alterati, dispersi nella matrice. Oltre tale spessore, gli juvenili sono interamente formati da lapilli scoriacei arrotondati e moderatamente vescicolati. Subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino sono presenti in tutta l'unità. Possono essere osservati tra i litici rarissimi frammenti di tufo. Localmente, le scorie più fini appaiono schiacciate (aspect ratio fino a 5) ed embricate (inclinazione media di 10° rispetto alla base). Sono persistenti in tutta l'unità delle fatturazioni colonnari.

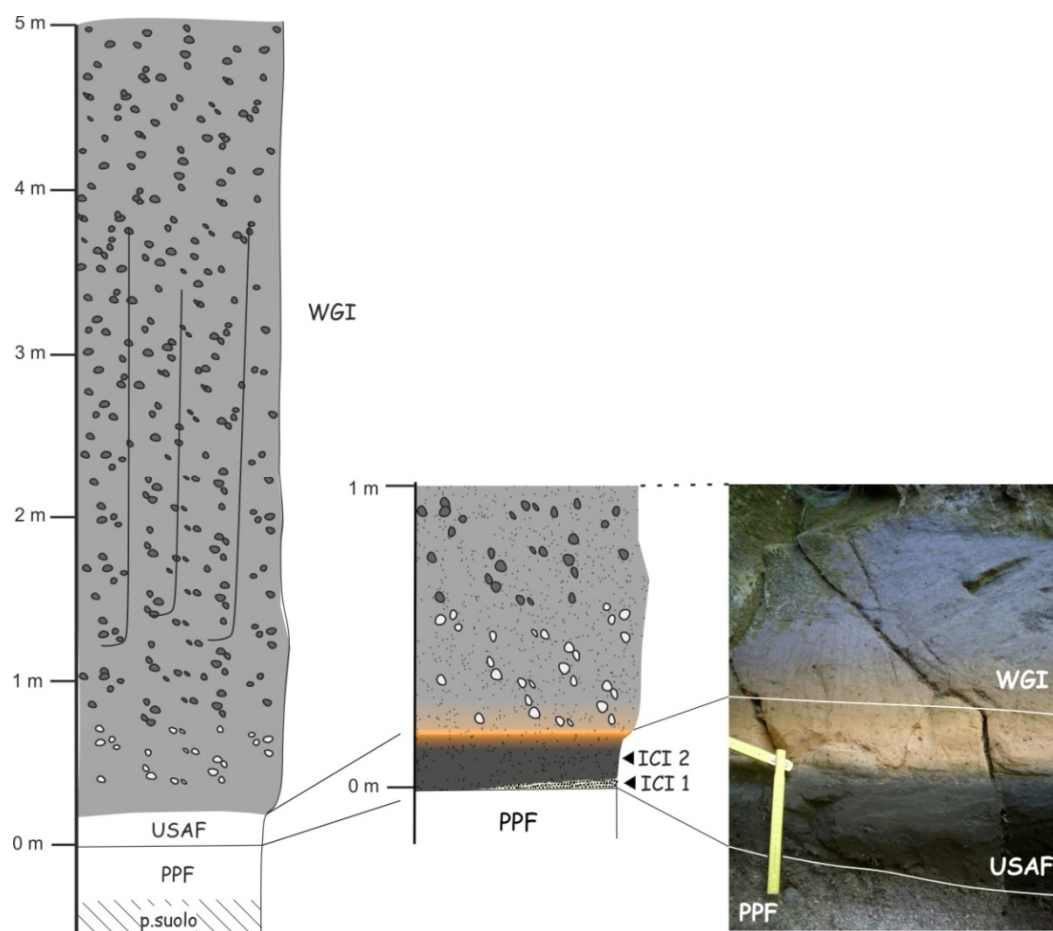


Fig. 2.30 Log stratigrafico composto delle sezioni 27 e 28 (a sinistra) in località Visciano con un dettaglio della base (centro) e relativa foto (destra).

Località Moschiano: sez. 29

La località Moschiano si trova 46 km a E dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.31) poggia sull'unità da caduta (PPF) a sua volta giacente su un paleosuolo.

Sull'unità PPF poggia una cinerite incoerente, massiva, color giallo-ocra, spessa tra 7 e 9 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigio chiaro, arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Sia pomici che litici mostrano una debole gradazione diretta. Essa forma l'unità USAF.

USAF grada rapidamente in un deposito cineritico grigio, massivo, spesso circa 4 m. La base del deposito, per uno spessore di 160 cm, appare incoerente e nella matrice sono dispersi lapilli pomicei, arrotondati e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Oltre tale spessore, il deposito diviene saldato e gli juvenili sono interamente formati da lapilli scoriacei arrotondati, con dimensioni fino a 2 cm. Sono presenti abbondanti "gas-holes structures".

Località Aiello sul Sabato: sez. 30

La località Aiello sul Sabato si trova 58 km a E dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.32) poggia sull'unità da caduta (PPF), molto erosa ed alterata, a sua volta giacente su un paleosuolo.

Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, una cinerite incoerente, massiva, spessa circa 22 cm, che grada verticalmente in colore dal grigio chiaro al giallo pallido all'arancione. Il deposito appare molto alterato. Contiene pochi lapilli pomicei fini, molto alterati, e molto subordinati litici lavici e cristalli immersi nella matrice. Essa forma l'unità USAF.

USAF grada verticalmente in un deposito cineritico grigio, massivo, incipientemente saldato, con spessore di circa 50 cm (WGI). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei da centimetrici a millimetrici e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. In aree adiacenti, WGI assume spessori maggiori (fino a 2 m), sebbene la base non sia affiorante, con lapilli scoriacei immersi nella matrice.

Località Serino: sez. 31

La località Serino si trova 61 km a E dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.33) poggia sull'unità da caduta (PPF), estremamente erosa ed alterata.

Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, una cinerite massiva, incoerente, spessa 17 cm. Essa si presenta arancione alla base e al tetto e grigio chiaro al centro. Le transizioni di colore sono graduali. Nella matrice sono dispersi rari lapilli pomicei fini, grigio chiaro o arrossati, arrotondati e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Sia pomici che litici appaiono blandamente gradati inversamente. Tale deposito forma l'unità USAF.

USAF grada in un deposito cineritico grigio, massivo, spesso circa 3 m. La saldatura appare di grado elevato alla base e decresce verso il tetto dove il deposito varia da incipientemente saldato a molto compatto. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, arrotondati, di colore grigio chiaro e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Non appaiono gradazioni dei componenti.

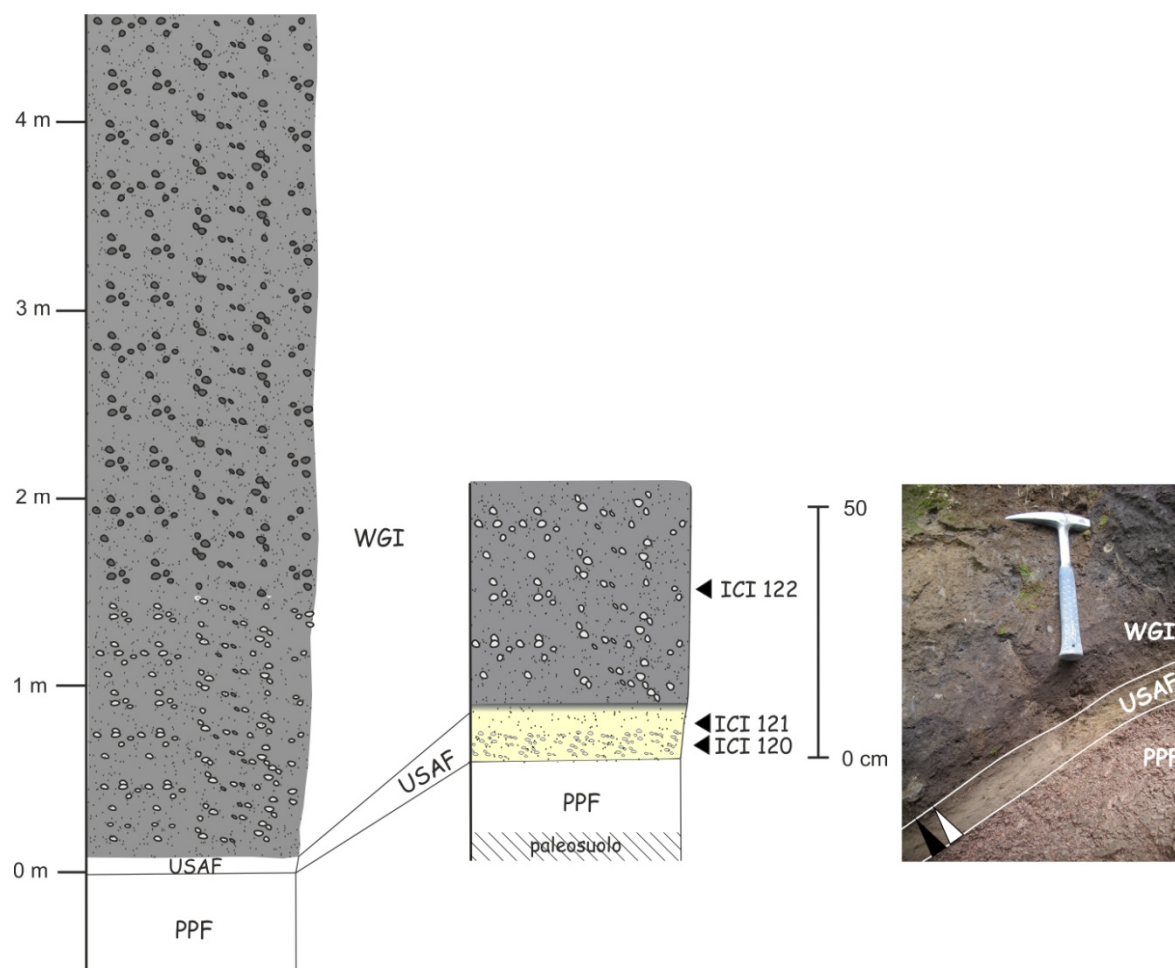


Fig. 2.31 Log stratigrafico della sezione 29 (a sinistra) e dettaglio della parte basale in località Moschiano. Foto della successione studiata (a destra).

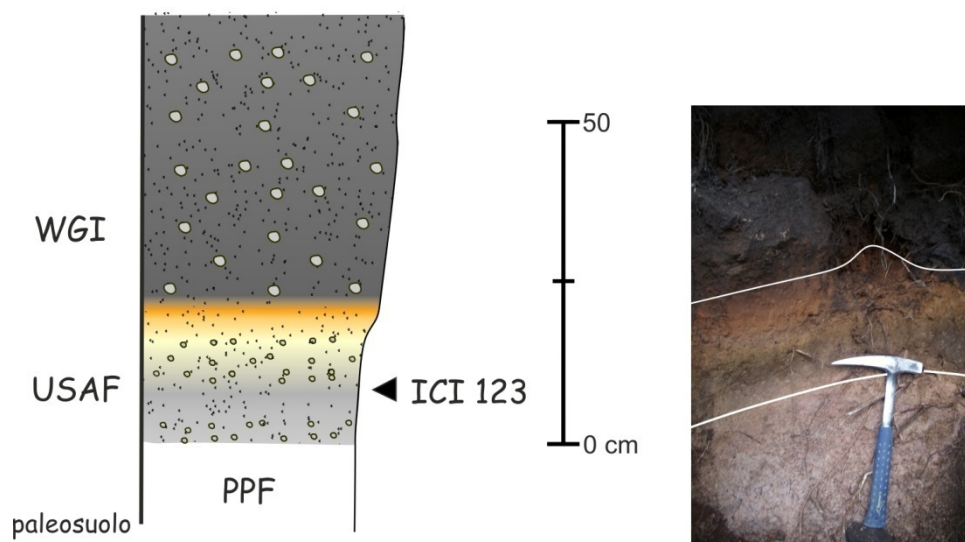


Fig. 2.32 Log stratigrafico (a sinistra) e foto (a destra) delle sezione 30 in località Aiello sul Sabato.

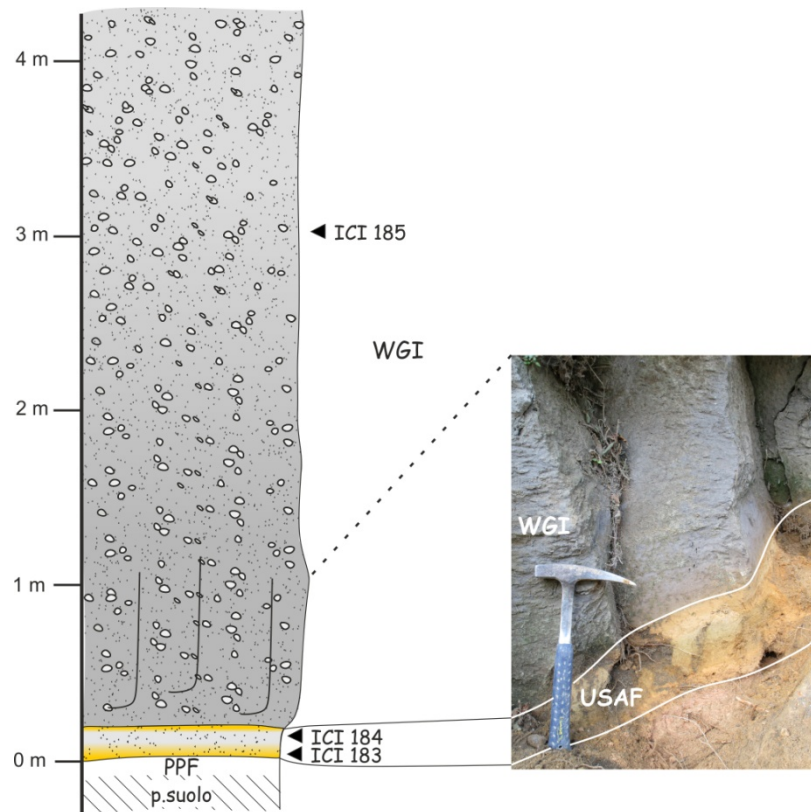


Fig. 2.33 Log stratigrafico della sezione 31 (a sinistra) e foto della base della successione (a destra) in località Serino.

Località Sala: sez. 32

La località Sala si trova 63 km a E dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.34) poggia sull'unità da caduta (PPF), fortemente erosa, a sua volta a tetto di un paleosuolo. Sull'unità PPF poggia un livello, depleto in fini, ricco in litici lavici millimetrici e cristalli, spesso 0,3 cm (ground layer). Segue, con contatto erosivo, un deposito cineritico massivo, da incoerente a compatto, con spessore fortemente variabile lateralmente (20 – 100 cm). Varia verticalmente in colore da bianco (9 cm) a grigio chiaro (5 – 23 cm) ad arancione (5 – 70 cm). La porzione grigia appare in una lente che si rastrema lateralmente fino a scomparire in circa 1,5 m. La transizione tra le varie porzioni è graduale. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada in un deposito cineritico grigio (WGI), incoerente, massivo, spesso fino a 7 m. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino.

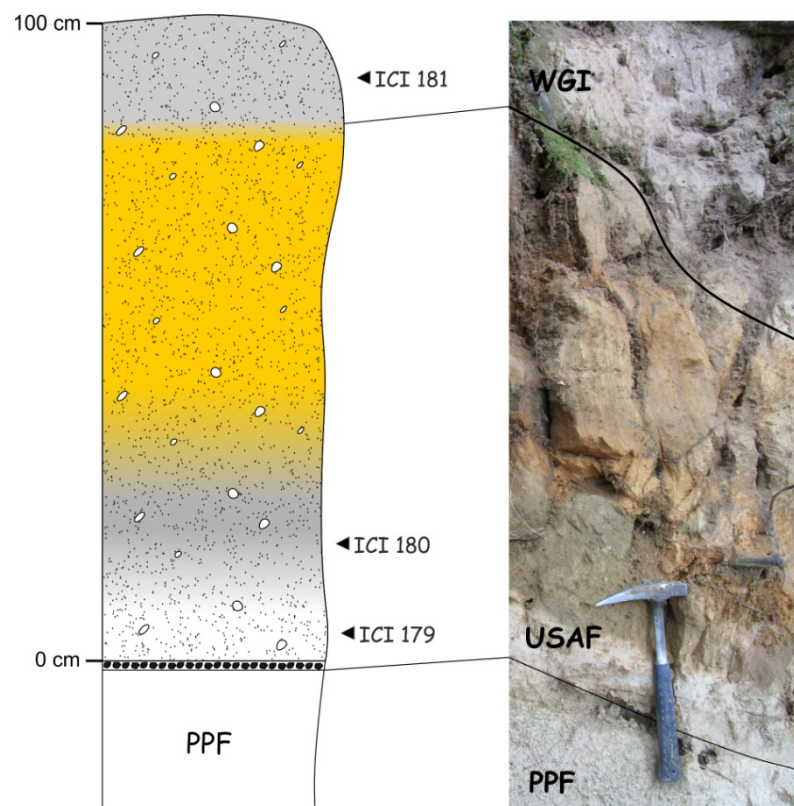


Fig. 2.34 Log stratigrafico delle sezione 32 (a sinistra) e foto della base della successione (a destra) in località Sala.

Località Montoro Superiore: sez. 33

La località Montoro Superiore si trova 57 km a E-SE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.35) poggia sull'unità da caduta (PPF), estremamente erosa ed alterata, a sua volta giacente su un paleosuolo bruno.

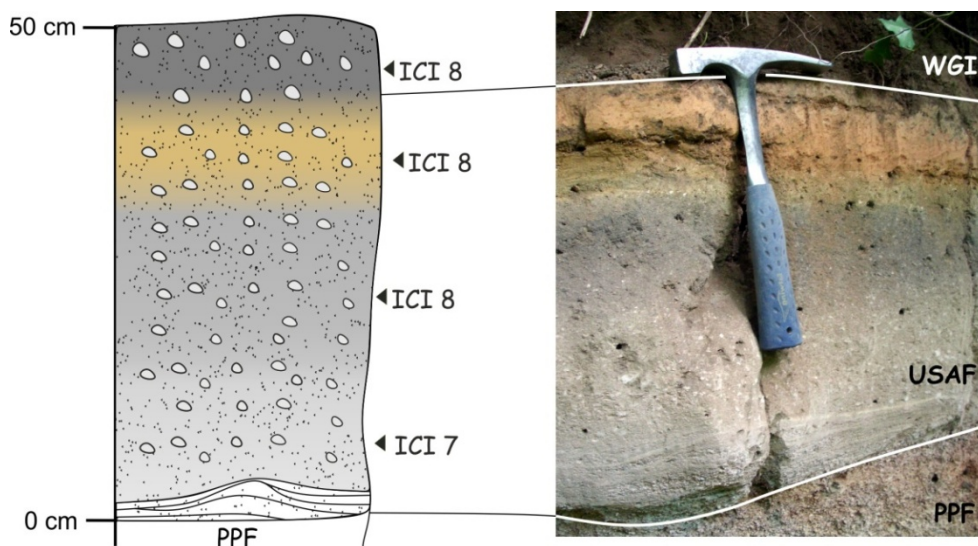


Fig. 2.35 Log stratigrafico delle sezione 33 (a sinistra) in località Montoro Superiore e foto dell'affioramento (a destra).

Sull'unità PPF poggia, con contatto fortemente erosivo, un deposito cineritico incoerente, grigio chiaro-biancastro, finemente laminato. La laminazione varia lateralmente da ondulata (sandwave) a planare. Lo spessore varia da 7,5 – 8 cm in corrispondenza delle ondulazioni a circa 3 cm in corrispondenza delle lamine planari. Le lamine appaiono più spesse e inclinate sul lato sovracorrente (30°) rispetto al lato sottocorrente ($< 10^\circ$). Lunghezza e ampiezza d'onda sono, rispettivamente 30 e 3 cm. Tra le lamine possono essere osservate piccole sacche, deplete in fini, formate da lapilli pomicei grigio chiaro, sub-angolari e molto vescicolati. Segue, con contatto netto, un deposito cineritico massivo, incoerente, spesso 33 cm, variabile verticalmente in colore dal grigio chiaro (12 cm) al grigio scuro (13 cm) all'arancione (8 cm). Il contatto tra le varie porzioni è gradato. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei, variabili in colore dal grigio chiaro al grigio scuro, arrotondati e molto vescicolati e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Non appaiono gradazioni dei componenti. I depositi descritti formano l'unità USAF.

La cinerite arancione grada rapidamente in un deposito cineritico grigio, massivo incipientemente saldato contenente lapilli pomicei fini, grigi, arrotondati (WGI). Lo spessore è estremamente limitato (pochi centimetri) a causa dell'erosione e dell'alterazione.

Località Penta (frazione di Fisciano, SA): sez. 34

La località Penta si trova 57 km a E-SE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.36) poggia sull'unità da caduta (PPF), spessa 80 cm, a sua volta giacente su un paleosuolo bruno.

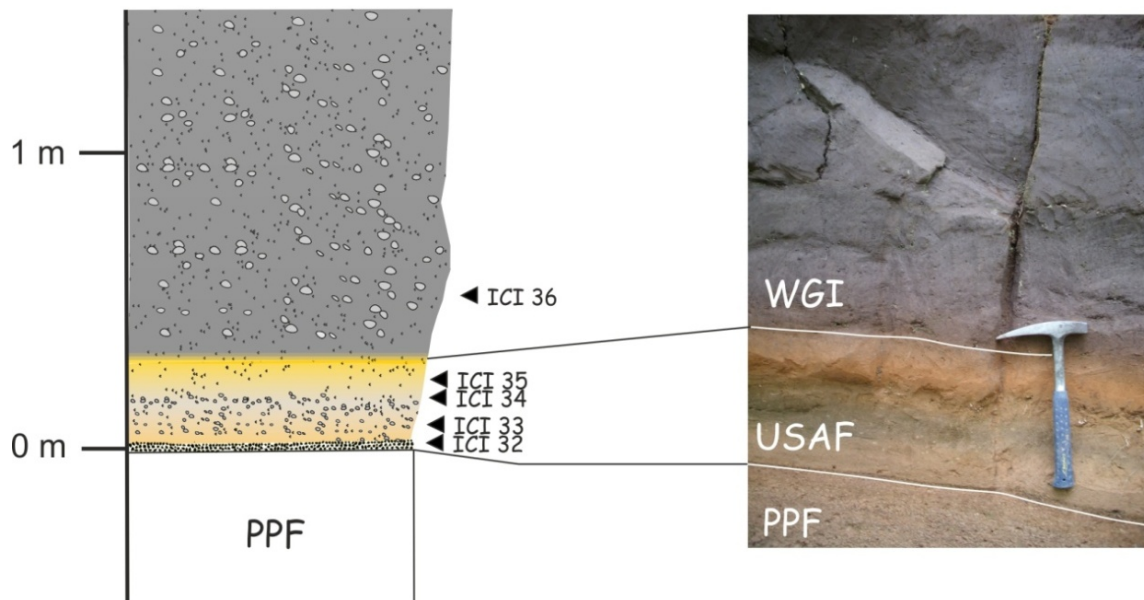


Fig. 2.36 Log stratigrafico delle sezione 34 in località Penta.

Sull'unità PPF poggia un sottile livello depleto in fini, ricco in litici lavici e cristalli, spesso 0,5 cm (ground layer). La dimensione massima dei litici è 4,7 mm. Segue con contatto erosivo, un deposito cineritico, massivo, da incoerente a compatto, da moderatamente a poco sortito, spesso 30 cm, variabile verticalmente in colore dal giallo pallido (8 cm) al grigio chiaro (12 cm) all'arancione (10 cm) (USAF). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigi, arrotondati e molto vescicolati, talvolta alterati e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Non appaiono gradazioni dei componenti.

USAF grada in un deposito cineritico grigio (WGI), massivo, spesso 75 cm, da molto compatto a incipientemente saldato. Il grado di saldatura aumenta dalla base al tetto. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei grigi, arrotondati e molto vescicolati e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Possono essere osservate fratturazioni colonnari

Località S. Anna: sez. 35

La località S. Anna si trova 45 km a E-SE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.37), spessa solo 90 cm, è intercalata a depositi di brecce calcaree. Essa è formata da un deposito cineritico, grigio, massivo, incipientemente saldato, contenente lapilli pomicei molto fini e subordinati litici lavici millimetri e abbondanti cristalli. Rappresenta l'unità WGI. Tale deposito grada verso il basso in un deposito cineritico grossolano, spesso 100 cm, contenete abbondanti litici lavici millimetrici, subordinati lapilli pomicei fini e rari frammenti carbonatici.

Località S. Lucia (Cava de' Tirreni): sez. 36

La località S. Lucia si trova 50 km a E-SE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.38) poggia su un paleosuolo. Le unità PPF e USAF sono assenti. Sul paleosuolo poggia con contatto erosivo una cinerite bruna, incipientemente saldata, spessa 5-6 cm, in cui sono dispersi lapilli pomicei con dimensioni fino a 1,5 cm e subordinati litici formati da frammenti lavici e carbonatici. Alcune pomici appaiono sub-angolari. Essa grada in una cinerite grigia, saldata, massiva, spessa tra 40 e 50 cm. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei con dimensioni fino a 1 cm e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Si osservano piccoli frammenti di carbone. L'intero deposito forma l'unità WGI.

Località Cologna: sez. 37

La località Cologna si trova 56 km a E-SE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.39) poggia sull'unità da caduta (PPF).

Su PPF poggia, con contatto fortemente erosivo, una cinerite gialla, incoerente, massiva, spessa tra 3 e 5 cm. Nella matrice sono dispersi abbondanti lapilli pomicei medio-fini, arrotondati e molto vescicolati e molto subordinati litici lavici millimetrici e cristalli. Questo deposito forma l'unità USAF.

Segue, con contatto graduale, un deposito cineritico massivo, da incoerente a incipientemente saldato, spesso 5 m (WGI). La base del deposito appare di colore giallo-ocra (7 – 8 cm di spessore) per poi gradare verso l'alto in una cinerite grigia. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei medio grossolani, arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino. Sia le pomici che i litici mostrano una gradazione inversa (più evidente per le pomici).

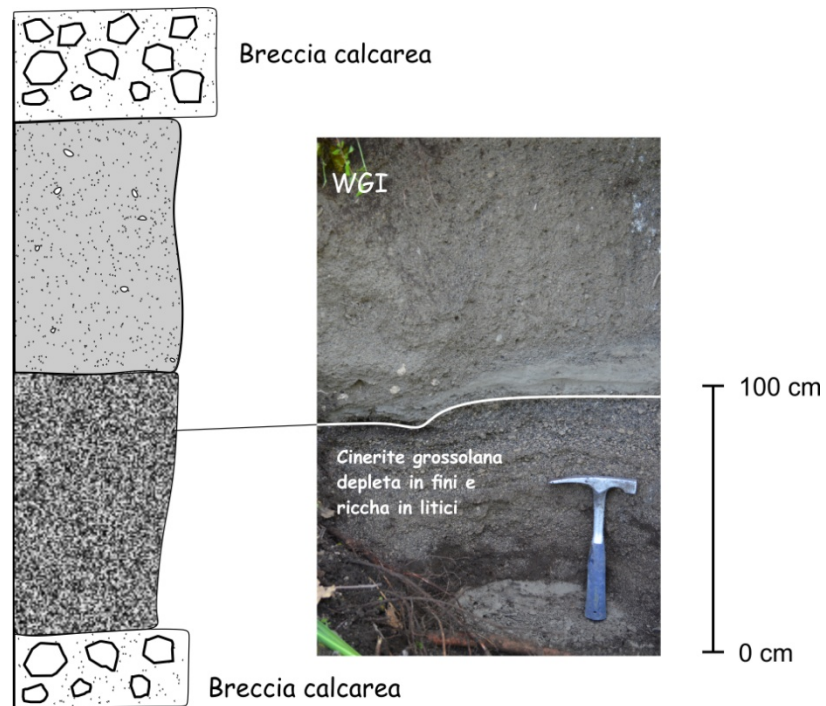


Fig. 2.37 Log stratigrafico della sezione 35 (a sinistra) e foto dell'affioramento (a destra) in località S. Anna.



Fig. 2.38 Log stratigrafico della sezione 36 (a sinistra) e foto della successione (a destra), in località S. Lucia (Cava de' Tirreni).

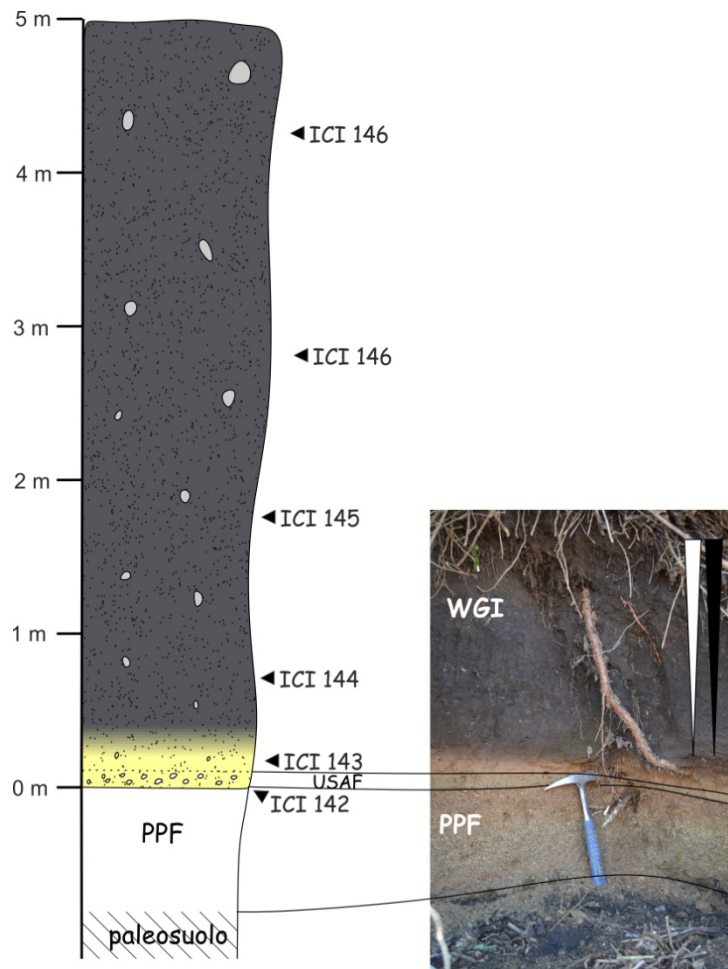


Fig. 2.39 Log stratigrafico della sezione 37 (a sinistra) e dettaglio della base della successione (a destra) in località Cologna.

Località Fosso di Prepezzano: sez. 38

La località Fosso di Prepezzano si trova 66 km a E-SE dal centro eruttivo. L'IC (Fig. 2.40) poggia sull'unità da caduta (PPF), molto erosa ed alterata, spessa 36 cm, a sua volta giacente su un paleosuolo.

Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, una cinerite incoerente, massiva, spessa circa 51 cm. Si possono distinguere due fasce in base a diverse gradazioni di colore. Alla base una fascia spessa 21 cm che grada verticalmente in colore dal grigio chiaro all'arancione. Essa grada superiormente in una seconda fascia, spessa 30 cm, che varia verticalmente in colore dal grigio scuro all'arancione. La porzione arancione di questa seconda fascia appare incipientemente saldata. In tutto il deposito sono dispersi lapilli pomicei fini, parzialmente alterati verso la base e subordinati litici lavici e cristalli. Nella prima fascia le pomici

mostrano una blanda gradazione inversa mentre nella seconda non sembrano esserci gradazioni dei componenti. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada rapidamente in un deposito cineritico grigio, massivo, spesso circa 7 m, il cui grado di saldatura è massimo alla base e decresce verso l'alto (WGI). In tutto lo spessore, sono dispersi nella matrice lapilli pomicei fini, arrotondati e subordinati litici lavici e cristalli. Nei primi 20 cm di spessore, le pomici appaiono molto alterate. Si osservano rare scorie millimetriche. L'abbondanza dei litici sembra decresce leggermente con l'altezza. Nella metà inferiore del deposito, sono osservabili abbondanti fratturazioni colonnari. La fratturazione scompare nella parte alta dove il deposito diviene incoerente o poco compatto. Si osserva una gradazione simmetrica sia dei litici che delle pomici. Le dimensioni dei clasti tendono ad aumentare leggermente verso la parte mediana dell'unità per decresce nuovamente nella parte alta.

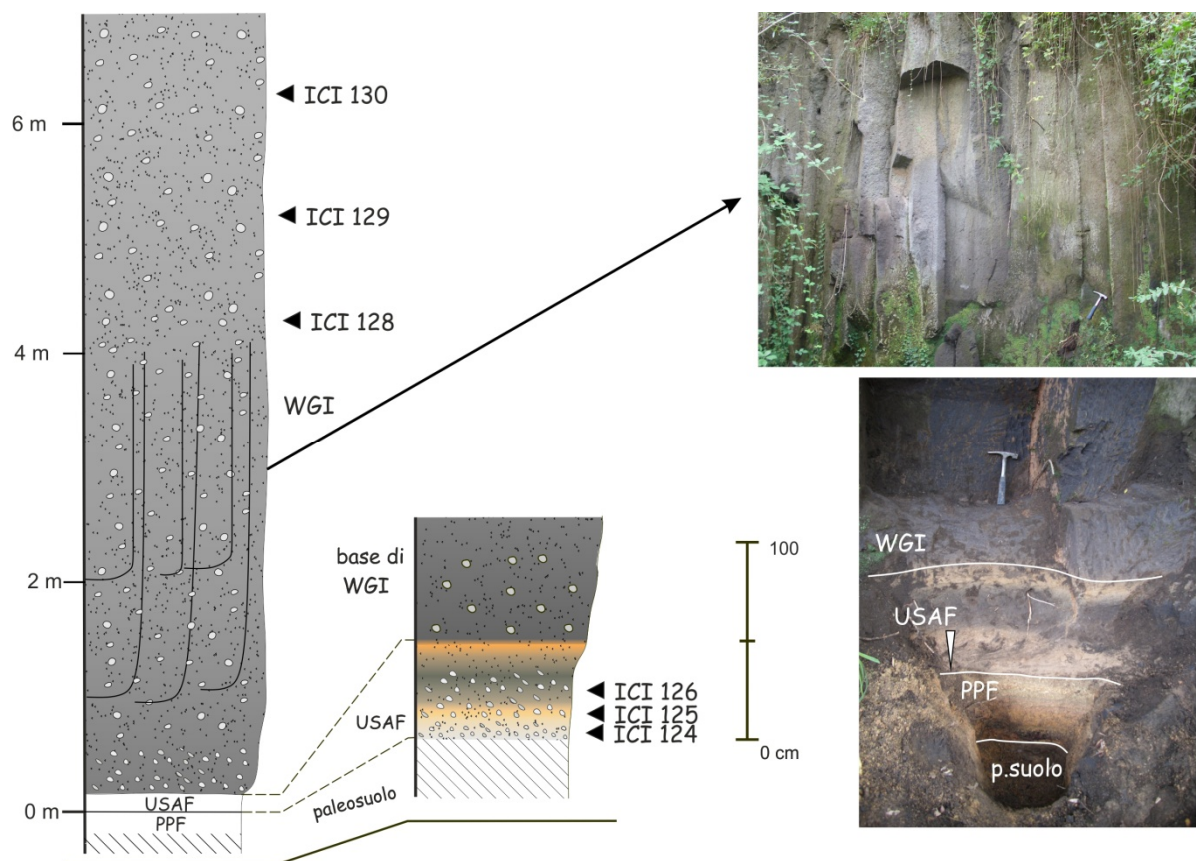


Fig. 2.40 Log stratigrafico della sezione 38 (a sinistra) con il dettaglio della sequenza basale in località Fosso di Prepezzano. A destra (in basso) successione basale e fratture colonnari (in alto).

Località Sordina: sez. 39

La località Sordina si trova 64 km a E-SE dal centro eruttivo lungo il corso del torrente omonimo. L'IC (Fig. 2.41) poggia sull'unità da caduta (PPF), molto erosa ed alterata a sua volta giacente su un paleosuolo.

Su PPF poggia, con contatto erosivo, un deposito cineritico incoerente, massivo, spesso 31 cm. La cinerite grada verticalmente in colore dal grigio chiaro – giallo (8 cm) a grigio scuro (15 cm) all'arancione (8 cm). Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, grigi, arrotondati e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Nei primi 23 cm (porzione gialla e grigio scuro) le pomici mostrano una debole gradazione inversa mentre litici non appaiono gradati. La porzione arancione appare incipientemente saldata. I depositi descritti formano l'unità USAF.

USAF grada rapidamente in un deposito cineritico grigio (WGI), massivo, spesso fino a circa 15 m, saldato sin dalla base. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei fini, alterati verso la base dell'unità, e subordinati litici lavici millimetrici e abbondanti cristalli. Il grado di saldatura diminuisce verso l'alto. Fratturazioni colonnari possono essere osservate in tutta l'unità.

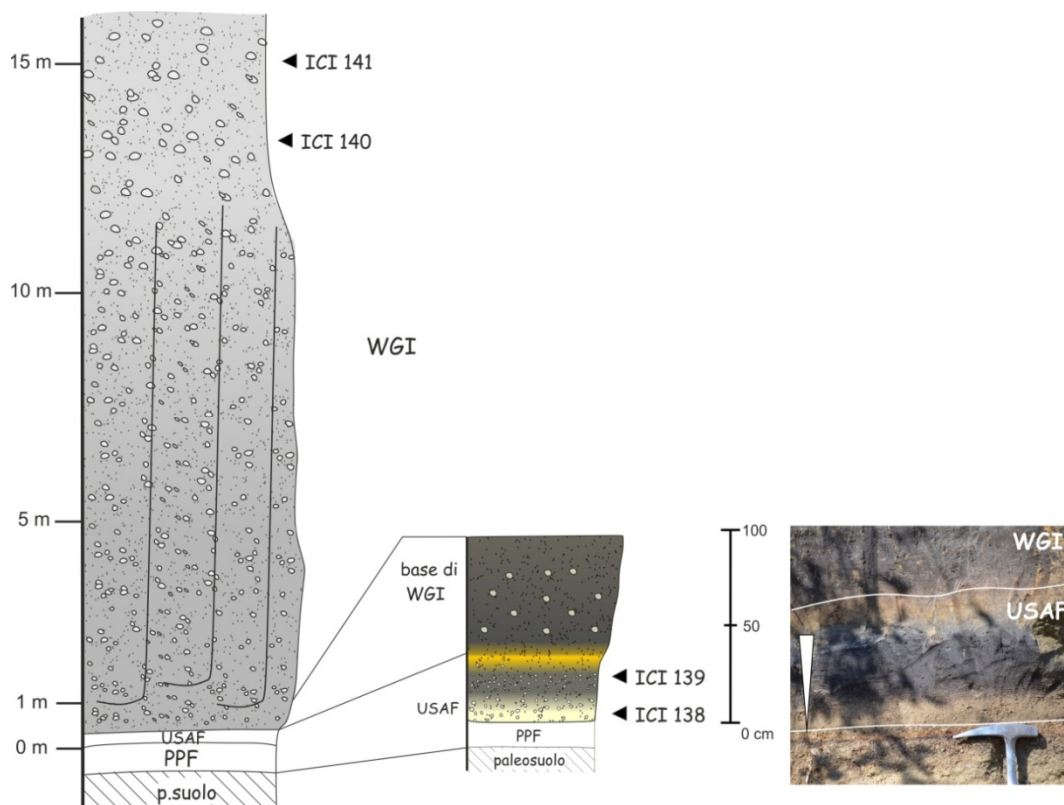


Fig. 2.41 Log stratigrafico della sezione 39 (a sinistra) e dettaglio dei contatti basali in località Sordina. La foto mostra la parte inferiore della successione.

Località Polvica (frazione di Tramonti, SA): sez. 40

La località Polvica si trova 46 km a E-SE dal centro eruttivo, all'apice di una valle nel settore nord-orientale dei Monti Lattari che da Tramonti scende fino a Maiori, sul versante opposto ai Campi Flegrei.

L'IC (Fig. 2.42) poggia sull'unità da caduta (PPF), spessa 55 cm, a sua volta giacente su un paleosuolo bruno. Sull'unità PPF poggia, con contatto erosivo, un deposito cineritico, massivo, incoerente, da moderatamente a poco sortito, spesso 280 cm, variabile verticalmente in colore dal giallo pallido (105 cm) al grigio chiaro (65 cm) al rosa-arancione (110 cm) (USAF). In tutta l'unità sono dispersi lapilli pomicei fini, grigio chiaro, arrotondati e molto vescicolati, subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Nei primi 170 cm di spessore (porzione gialla e grigia) le pomici mostrano una blanda gradazione inversa mentre i litici non mostrano gradazioni in tutto lo spessore dell'unità. La transizione tra le varie porzioni è gradata. I depositi descritti formano l'unità USAF.

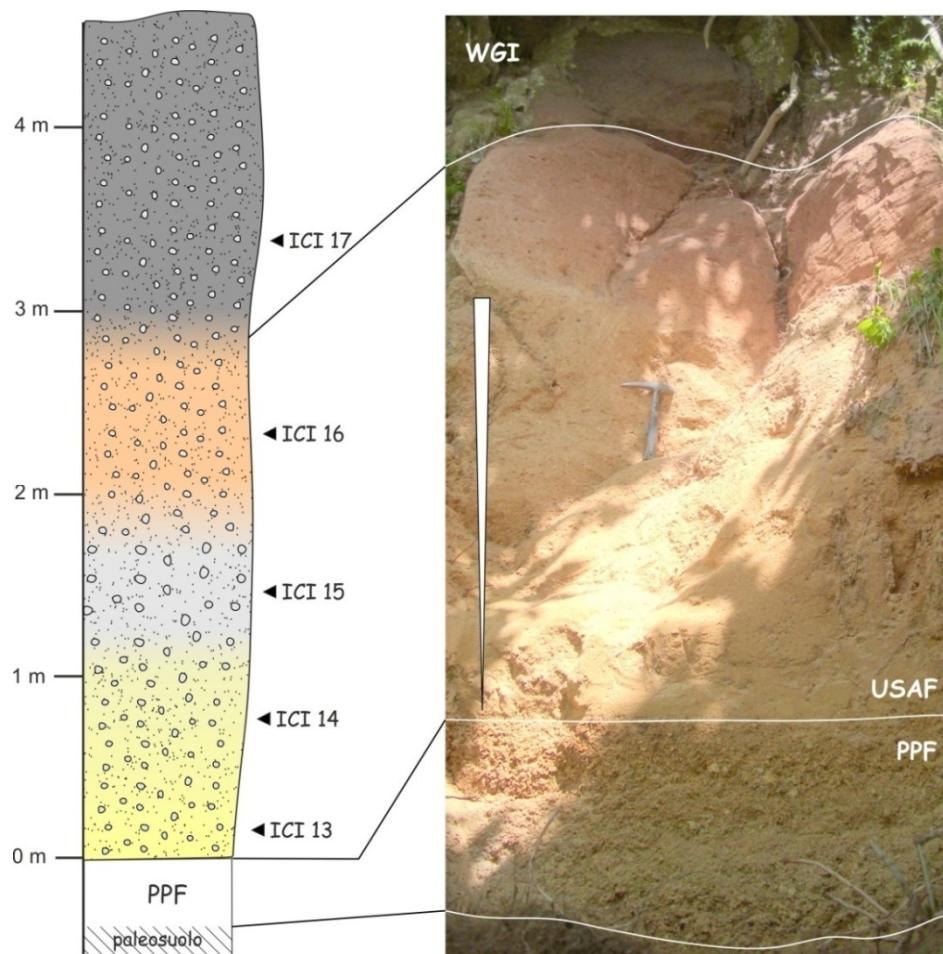


Fig. 2.42 Log stratigrafico della sezione 40 (a sinistra) in località Polvica e foto dell'affioramento (destra).

USAF grada verticalmente in un deposito cineritico grigio (WGI), massivo, da compatto a incipientemente saldato, contenente lapilli pomicei fini dispersi e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Lo spessore minimo visibile di tale deposito è circa 1,5 – 2 m. Nell'area circostante WGI (nella sua facies scoriacea) mostra spessori maggiori sebbene non sia visibile la base.

Località Paterno S. Arcangelo (frazione di Tramonti, SA): sez. 41

La località Paterno S. Arcangelo si trova 47 km a E-SE dal centro eruttivo, in una valle nel settore nord-orientale dei Monti Lattari che da Tramonti scende fino a Maiori, sul versante opposto ai Campi Flegrei.

L'IC (Fig. 2.43) poggia sull'unità da caduta (PPF), spessa 25 cm, a sua volta giacente su un paleosuolo bruno. Il substrato è inclinato di 44°, immersione NE. Tutta la successione è concordante con il substrato.

Sul paleosuolo poggia un sottile livello depleto in fini, ricco in litici lavici sub-angolari e cristalli, spesso 0,5 cm (ground layer). La dimensione media massima dei litici è 4,8 mm. Segue, con contatto erosivo un deposito cineritico massivo, incoerente, spesso 88 cm, moderatamente sortito, variabile verticalmente in colore dal giallo pallido (35 cm) al grigio (42 cm) al rosso-arancione (11 cm). La transizione tra i vari orizzonti è gradata. In tutto lo spessore sono dispersi lapilli pomicei grigi, arrotondati e molto vescicolati, e subordinati litici lavici millimetrici e cristalli di sanidino. Nei primi 77 cm (porzione gialla e grigia) sia pomici che litici mostrano una blanda gradazione inversa. I litici sono particolarmente abbondanti alla base dell'unità e tendono a decrescere verso l'alto. La porzione rosso-arancione mostra un nuovo incremento della quantità di litici e una diminuzione delle dimensioni delle pomici e segna la transizione all'unità WGI. I depositi descritti formano l'unità USAF.

Il passaggio a WGI appare gradato. L'unità WGI è formata da un deposito cineritico grigio, massivo, spesso almeno 10 m, interamente saldato e con abbondanti fatturazioni colonnari. Nella matrice saldata sono dispersi lapilli pomicei fini nei primi 100 cm di spessore. Oltre tale spessore, gli juvenili sono interamente formati da lapilli scoriacei arrotondati e moderatamente vescicolati. In tutta l'unità sono subordinati litici lavici con dimensioni fino a 1,5 cm e abbondanti cristalli di sanidino. Il grain fabric appare caotico e possono essere osservate "gas-holes structures".

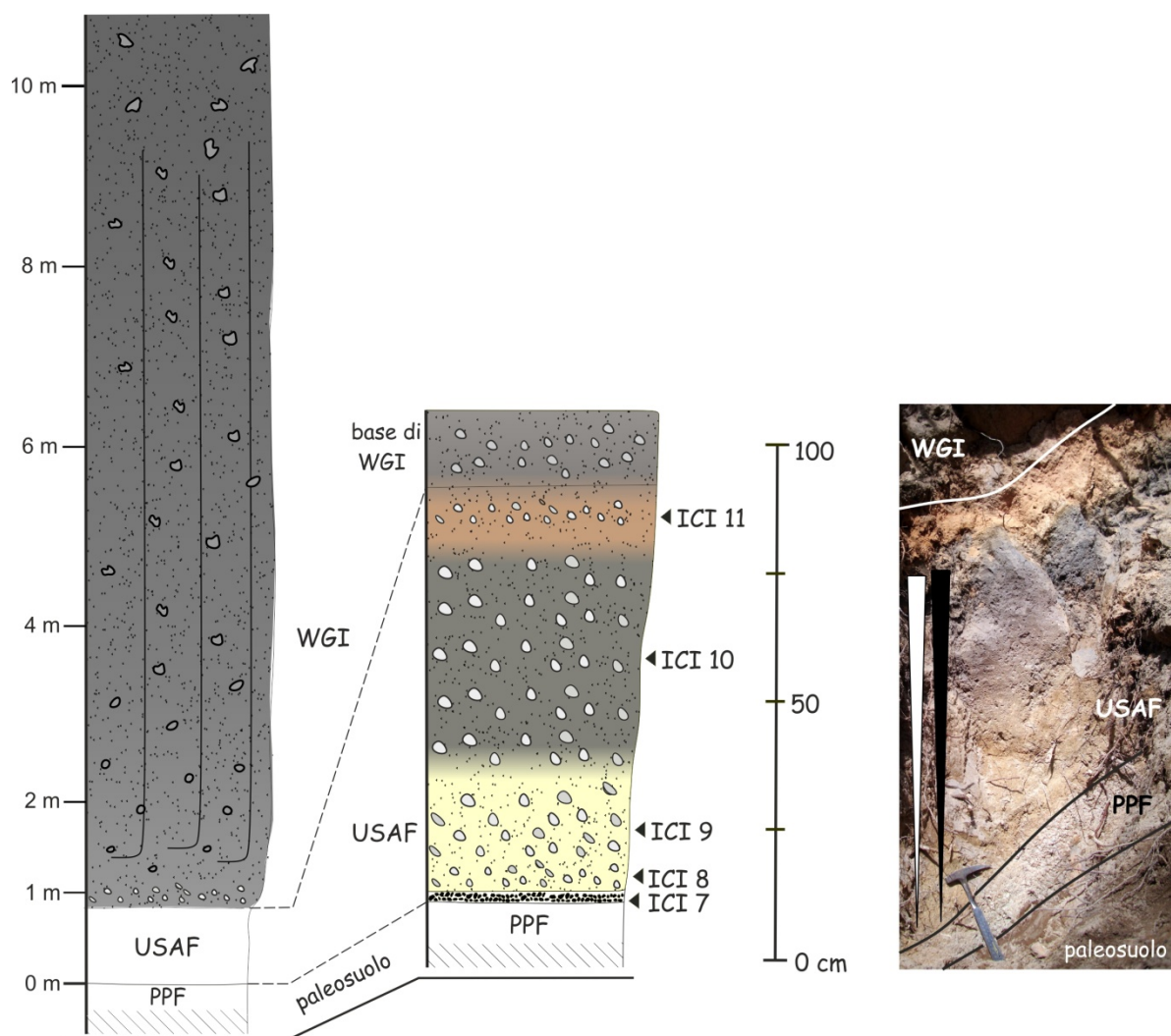


Fig. 2.43 Log stratigrafico delle sezione 41 in località Paterno S. Arcangelo (a sinistra), con dettaglio della parte basale (centro) e foto dell'affioramento (destra).

Località Piano di Sorrento: sez. 42

La località Piano di Sorrento si trova 35 km a SE dal centro eruttivo, sul versante settentrionale dei Monti Lattari. Una struttura tipo graben è stata completamente riempita dai prodotti dell'IC (Fig. 2.44), che formano una falesia a picco sul mare alta decine di metri. La base della successione non è affiorante. Questa sezione è rilevante in quanto è stato effettuato un estensivo campionamento delle scorie per le analisi chimiche. L'unità WGI è formata da un deposito cineritico fortemente saldato, spesso 20-25 m, contenente scorie arrotondate a gradazione inversa e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Talvolta possono essere osservate fiamme. Un'intensa fratturazione colonnare interessa tutto il deposito. WGI grada verso l'alto in un deposito cineritico giallo, litificato, contenente scorie grossolane e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli (unità LYT).

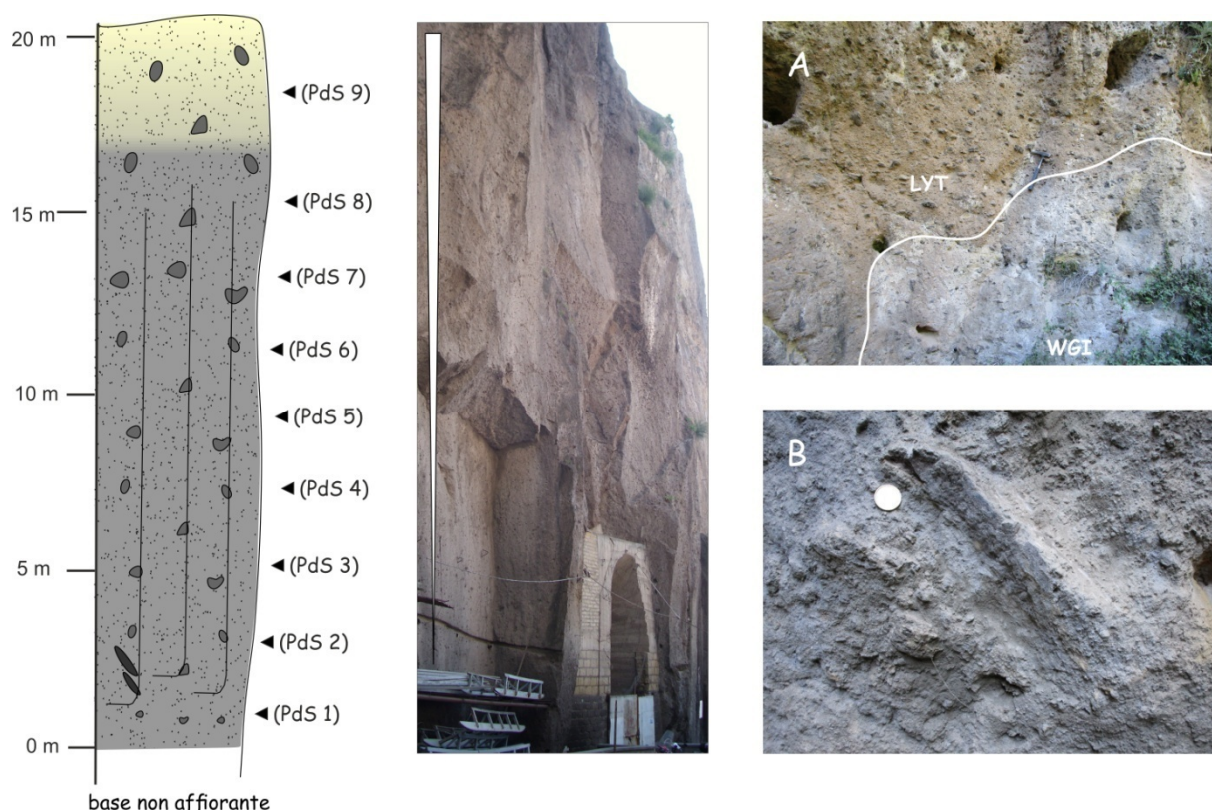


Fig. 2.44 Log stratigrafico delle sezione 42 (a sinistra) in località Piano di Sorrento. Al centro, panoramica complessiva dell'affioramento. A destra: A) contatto tra le unità WGI e LYT; B) Una fiamma nell'ignimbrite.

Località Cesarano (frazione di Sorrento): sez. 43

La località Cesarano si trova 36 km a SE dal centro eruttivo, sul versante settentrionale dei Monti Lattari. L'IC (Fig. 2.45) poggia sull'unità da caduta (PPF) a sua volta a tetto di un paleosuolo. Sull'unità PPF poggia un livello, depleto in fini, ricco in litici lavici angolari e cristalli di sanidino, spesso tra 4 e 8,5 cm (ground layer). Le dimensioni massime dei litici arrivano a 31 mm. Il ground layer è l'unico testimone della presenza dell'unità USAF. Sul GL, poggia con contatto erosivo, un deposito cineritico massivo, spesso circa 1,5 m (WGI). La base dell'unità, per uno spessore di circa 30 cm, si presenta incoerente, massiva, variabile in colore dal giallo-ocra al grigio scuro. Nella matrice sono dispersi lapilli pomicei arrotondati con dimensioni fino a 2 cm e subordinati litici lavici e abbondanti cristalli di sanidino. Le pomici, in tale spessore mostrano una blanda gradazione diretta mentre i litici non appaiono gradati. Oltre tale spessore, gli juvenili sono interamente formati da lapilli scoriacei. Il deposito diviene saldato e con un'incipiente fratturazione colonnare.

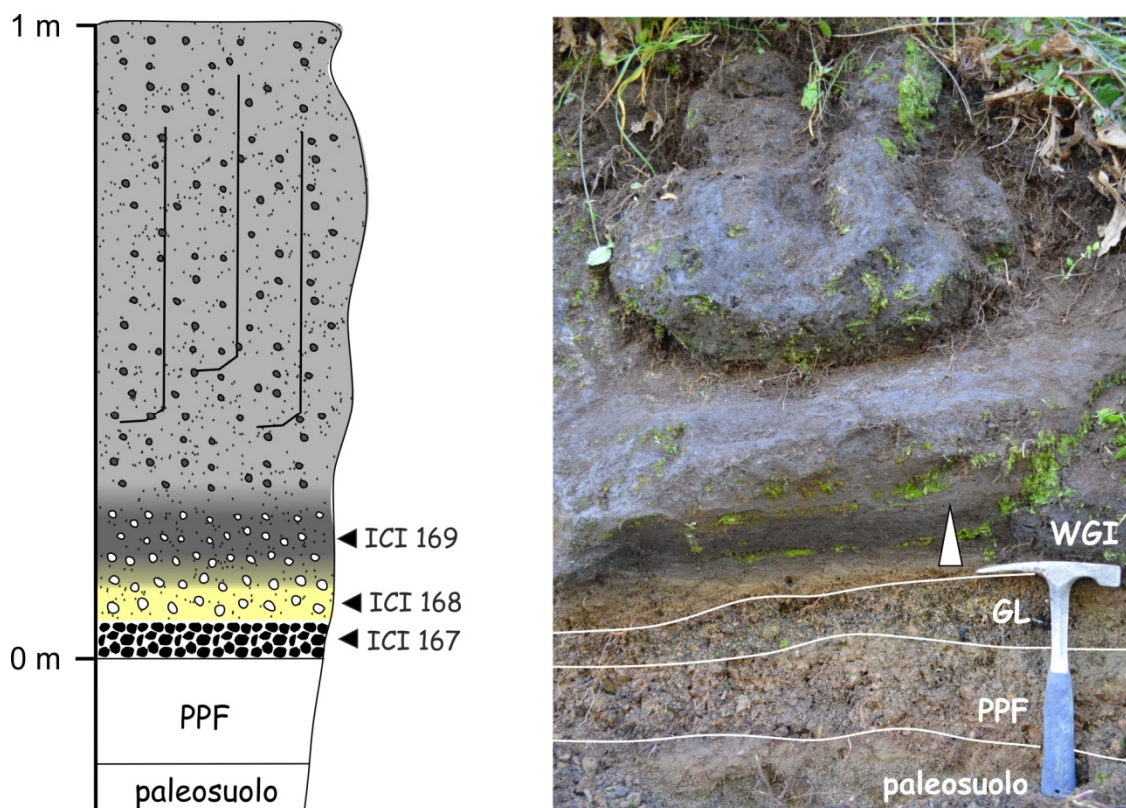


Fig. 2.45 Log stratigrafico della sezione 43 (a sinistra) e foto dell'affioramento (a destra) in località Cesarano.

Località Monticchio: sez. 44

La località Monticchio si trova 37 km a SE dal centro eruttivo, tra Massa Lubrense e S. Agata sui Due Golfi. L'IC (Fig. 2.46) poggia sull'unità da caduta (PPF), il cui spessore è discontinuo lateralmente, a sua volta giacente su un paleosuolo.

Sull'unità PPF poggia, con contatto netto ed erosivo, una cinerite incoerente, variabile verticalmente in colore dal grigio chiaro-bianco al grigio scuro al rosso-arancione, spessa 45 cm (USAF). La transizione tra le varie parti è graduale. La porzione grigio chiaro, spessa 19 cm, mostra una stratificazione ondulata (sandwave) avente lunghezza e ampiezza d'onda di 27 e 2 cm, rispettivamente. La stratificazione diviene più blanda fino a scomparire verso l'alto. La porzione grigio scuro, spessa 21 cm, si presenta massiva. La porzione arancione, spessa 5 cm, è molto compatta e segna la transizione alla soprastante unità WGI. Nell'intera unità sono dispersi lapilli pomicei da millimetrici a centimetrici e subordinati litici lavici e cristalli di sanidino.

L'unità WGI è formata da un deposito cineritico grigio, massivo, interamente saldato, spesso 3 m. La base, per uno spessore di circa 0,5 m contiene lapilli pomicei fini, grigi,

arrotondati dispersi nella matrice. Oltre tale spessore, gli juvenili sono interamente formati da scorie, color grigio scuro, arrotondate, con dimensioni variabili dai lapilli ai blocchi. Le scorie mostrano una debole gradazione inversa. Le dimensioni massime delle scorie al tetto dell'unità arrivano fino a 8 cm.

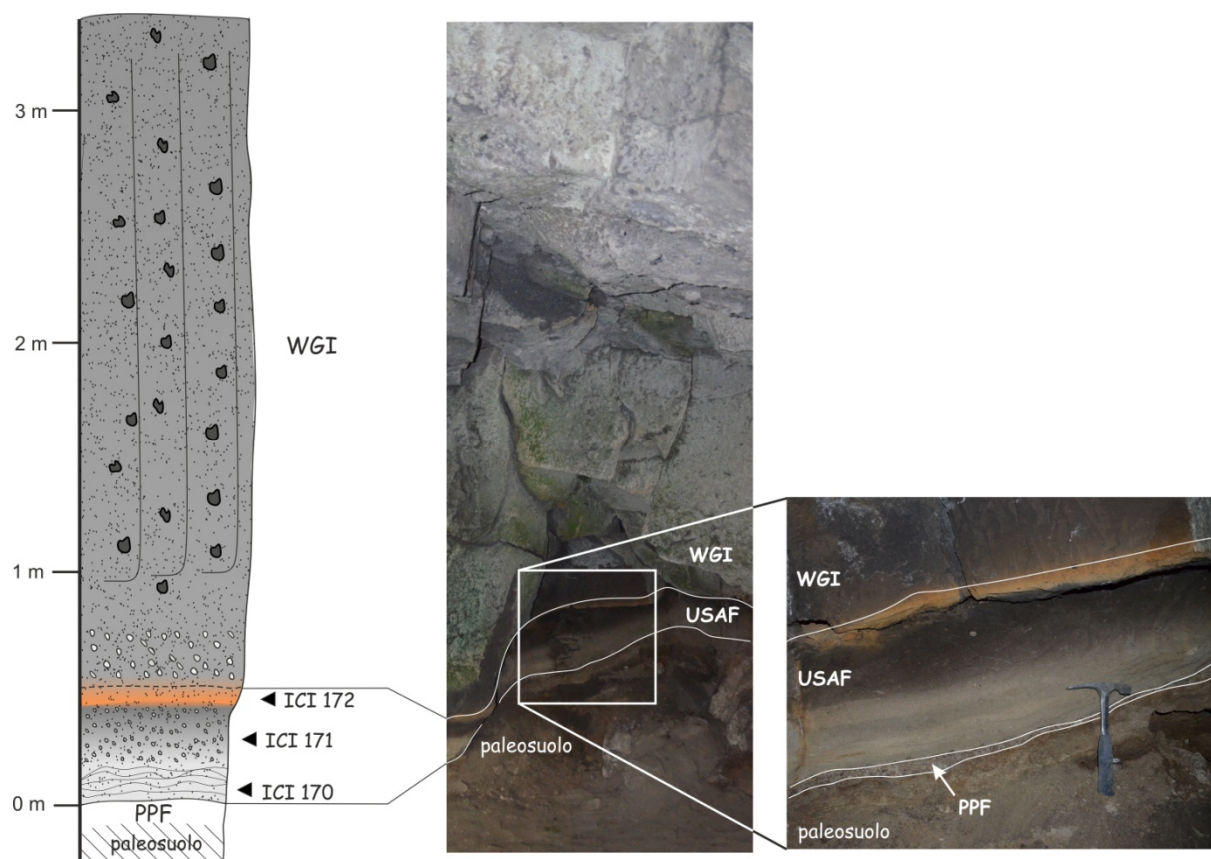


Fig. 2.46 Log stratigrafico della sezione 44 (a sinistra) in località Monticchio. Panoramica dell'affioramento (al centro) e dettaglio della base (a destra).

3

Descrizione delle litofacies e loro variazioni verticali e laterali

3.1 Introduzione allo studio delle litofacies

A partire dal riconoscimento di una sequenza ignimbratica standard (Sparks et al., 1973), i depositi da corrente piroclastica, compresa l'Ignimbrite Campana, sono stati descritti in termini convenzionali: 'livello 1', 'livello 2a', 'livello 2b', anche se nel tempo diverse e più complesse tipologie di depositi si sono aggiunti alla sequenza standard: ground layer, veneer deposit, fines-depleted ignimbrite (e.g. Walker et al. 1980; 1981b; Wilson e Walker, 1982). Anche per i depositi piroclastici stratificati, si è provato a stabilire, anche se su basi statistiche, delle successioni con delle relazioni verticali e laterali ben definite tra tre tipi di unità deposizionali: planari, massive e sandwave (Sheridan e Updike, 1975; Wohletz e Sheridan, 1979). La varietà delle strutture sedimentarie riscontrate nei depositi stratificati ha però più precocemente imposto l'analisi delle facies quale strumento per descrivere questo tipo di depositi piroclastici. Sonh e Chough (1989) hanno sottolineato la mancanza di una rigorosa analisi di facies nello studio dei prodotti piroclastici e nel loro studio del Suwolbong tuff ring hanno proposto ben 18 diverse facies sedimentarie, organizzate in sei associazioni verticali e sette laterali. Questo approccio è stato esteso, successivamente, a tutti i depositi da corrente piroclastica, comprese le ignimbriti (e.g. Druitt, 1992; Cole e Scarpati, 1993; Perrotta et al., 1996; Brown e Branney, 2004).

E' rimarchevole che anche nell'innovativo lavoro di Fisher et al. (1993), basato sullo studio dell'IC, in cui è messo in discussione il modello di riferimento sulle modalità di trasporto dei flussi densi e laminari, a favore di flussi espansi e turbolenti, la descrizione della sequenza stratigrafica dell'IC è riportata ancora in termini di livelli 1 e 2 della 'sequenza idealizzata di Sparks (1973).

Nei paragrafi successivi la sequenza stratigrafica dell'IC, presentata nel capitolo precedente, è suddivisa in litofacies usando una terminologia 'non genetica', basata sulle strutture sedimentarie interne, la granulometria, la litologia e il grain-fabric.

3.2 Descrizione delle litofacies

In questo capitolo sono descritte le litofacies riconosciute nella sequenza ignimbratica (i caratteri di alcune litofacies sono stati recentemente descritti da Scarpati et al., 2015), allo

scopo di ricostruire i processi attivi durante il trasporto e la deposizione della corrente piroclastica che ha prodotto l'Ignimbrite Campana (vedi interpretazioni). Le unità precedentemente descritte (capitolo stratigrafia), sono state suddivise, in ogni sezione studiata, in un certo numero di litofacies sulla base delle loro caratteristiche strutturali e tessiturali. Sono state riconosciute sette diverse litofacies (le abbreviazioni usate nel testo sono riportate in Tab. 3.1): 1) fines-poor lithic lapilli tuff (f-poorLT), 2) massive lapilli tuff (mLT), 3) massive tuff (mT), 4) pumice lapilli tuff (pLT), 5) diffuse-stratified tuff (dsT), 6) stratified tuff (sT), 7) lenses of pumice lapilli (lenspLT).

Abbreviazione	Descrizione
f-poorLT	Fines-poor lithic lapilli tuff
mLT	Massive lapilli tuff
mT	Massive tuff
pLT	Pumice lapilli tuff
dsT	Diffuse stratified tuff
sT	Stratified tuff
lenspLT	Lenses of pumice lapilli tuff
ip	Gradazione inversa pomici
isc	Gradazione inversa scorie
il	Gradazione inversa litici
np	Gradazione diretta pomici
nl	Gradazione diretta litici
l-g	Low grade ignimbrite
m-g	Moderate grade ignimbrite
lit	Litificato
~	Contatto basale erosivo

Tab. 3.1 Lista delle abbreviazioni usate nel testo e nelle figure successive.

Nei paragrafi successivi sono dapprima descritte le litofacies, e poi sono illustrate le loro variazioni verticali e laterali. La sequenza verticale non è mai uniforme, piuttosto si riscontra la sovrapposizione di un certo numero di litofacies diverse. Per quanto riguarda le variazioni laterali di facies, raramente si osservano a scala dell'affioramento (Fig. 3.7); invece, esse sono state ricostruite in funzione della distanza dal centro eruttivo, dell'azimuth e del controllo topografico. La definizione delle facies e della loro distribuzione rappresenta una fase indispensabile e fondamentale per la ricostruzione dell'architettura dell'IC.

La distribuzione areale delle facies in USAF e WGI è mostrata nelle Fig. 3.8, 3.9 e 3.10. In WGI sono state distinte la facies che caratterizzano la base (WGI base) e il corpo principale dell'unità. Le facies presenti in ogni sezione studiata sono presentate in Fig. 3.11.

3.2.1 Fines-poor lithic lapilli tuff (f-poor ILT)

Questa litofacies (Fig. 3.1) comprende livelli spessi da 0,5 a 8,5 cm, depleti in fini, incoerenti, ricchi in litici lavici angolari e cristalli, aventi un buon sorting. Essa è localmente presente alla base della sequenza ignimbrica (ground layer). La distribuzione non è influenzata dalla morfologia mentre i dati granulometrici (sorting, mediana e dimensioni massime dei litici) e dei componenti (wt% di litici e cristalli) mostrano variazioni sistematiche (aumento o decremento) con la distanza dal centro eruttivo e la quota s.l.m. (vedi capitoli 4 e 5). In questa litofacies sono compresi livelli, depleti in fini e ricchi in litici, spessi pochi millimetri e con estensione verticale fino a circa 1 m. Localmente, nella sequenza ignimbrica (in particolare nell'unità WGI), nelle aree di fondovalle, in corrispondenza di aste fluviali, si osservano strutture deplete in fini e ricche in litici e cristalli larghe fino a 1,2 m e alte 2,5 m (pipe) oltre a numerose lenti (pod) (Fig. 3.1), con le stesse caratteristiche, ma con un'estensione laterale fino a 8 m.

3.2.2 Massive tuff (mT) e massive lapilli tuff (mLT)

Queste litofacies comprendono depositi cineritici massivi, matrice-sostenuti, da incoerenti a incipientemente saldati, aventi spessore variabile da poche decine di centimetri a molti metri. Juvenili arrotondati, variabili da lapilli molto fini (mT, Fig. 3.2) a grossolani (mLT, Fig. 3.3) e litici millimetrici sono dispersi nella matrice. Il sorting varia da moderato (mT) a pessimo (mLT). Gli juvenili mostrano un grain fabric da isotropo a caotico a moderatamente sviluppato. Rare strutture da degassazione possono essere osservate. I litici, composti quasi interamente da frammenti lavici, talvolta alterati, sono subordinati.

Spesso il deposito mostra una gradazione inversa di pomici (ip) o scorie (isc) e molto raramente una gradazione diretta delle pomici (np). La gradazione degli juvenili è associata con tre tipi di gradazioni dei litici: 1) gradazione inversa (il), 2) gradazione diretta (nl), 3) assenza di gradazione.

La gradazione (principalmente inversa) nel deposito avviene in spessori variabili da 20 cm fino a decine di metri. Nel caso di depositi spessi decine di metri, la gradazione è data da lapilli medio-fini nella parte basale fino a blocchi nella parte alta. Questa litofacies è tipica in

contesti tipo “valley-ponding” dove l’ignimbrite riempie valli e depressioni topografiche e si rastrema sugli alti morfologici. La facies mT è molto rappresentata in USAF e alla base di WGI mentre la facies mLT, spesso associata a gradazioni di juvenili e litici, è rappresentativa della maggior parte dello spessore di WGI.

3.2.3 Diffuse stratified tuff (dsT)

Questa litofacies (Fig. 3.4) comprende depositi cineritici spessi fino a 20 cm, con sorting da buono a moderato, con una laminazione interna costituita da lamine sub-parallele aventi spessore da sub-millimetrico a millimetrico. La laminazione spesso è diffusa e i limiti delle singole lamine, sebbene possano essere seguiti lateralmente, non sono netti. Tali depositi contengono pomici millimetriche, spesso allungate e aventi talvolta una comune orientazione, e una quantità variabile di litici e cristalli. Il contatto basale di ogni lamina è erosivo. Tale facies si riscontra localmente nell’unità USAF sia a ridosso di versanti che in contesti vallivi e in un solo caso nell’unità WGI (sez. 22 - San Mango sul Calore).

3.2.4 Stratified tuff (sT)

Questa litofacies (Fig. 3.5) comprende depositi cineritici con una laminazione ondulata (sandwave) e incrociata; il sorting varia da buono a moderato. Le lamine sono spesso asimmetriche, con il lato sovracorrente più spesso e più acclive (circa 30°) rispetto al lato sottocorrente (circa 10°). Le ondulazioni hanno ampiezza d’onda variabile tra 20 e 80 cm e ampiezza tra 2 e 5 cm. Passano lateralmente a lamine planari. In tutti i casi il contatto basale è erosivo. Queste strutture sono simili al tipo “a” di Cole (1991).

3.2.5 Lenses of pumice lapilli tuff (LenspLT)

Questa litofacies (Fig. 3.5) comprende lenti di lapilli pomicei, da sub-angolari a sub-arrotondati, deplete in fini, con ottimo sorting, presenti localmente tra le lamine della facies stratificata. Le lenti hanno spessore ed estensione laterale di pochi centimetri. Si ritrovano esclusivamente alla base dell’unità USAF al contatto con la sottostante unità PPF.

3.2.6 Pumice rich lapilli tuff (pLT)

Questa litofacies (Fig. 3.6) comprende depositi cineritici massivi, matrice-sostenuti, con pessimo sorting, incoerenti, con abbondanti lapilli e blocchi pomicei arrotondati dispersi nella

matrice, spessi fino ad alcuni metri. Il tetto di questa facies può presentarsi clasto-sostenuto sebbene sia sempre presente una certa quantità di matrice. Tale facies caratterizza l'unità CPF, dove, localmente, è presente una zona di concentrazione in pomici grossolane.

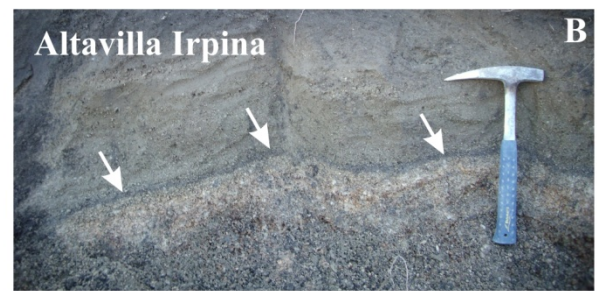


Fig. 3.1 Immagini della litofacies “fines-poor lithic lapilli tuff” (F-poorILT). Essa comprende livelli di “ground layer” (A, B, C, D, E) parte integrante dell’unità USAF e pipes (F) e pods (G) intercalati, localmente, nell’unità WGI.



Penta (SA)

Acqua Fidia (AV)



Visciano (AV)

Fig. 3.2 Immagini della litofacies “massive tuff” (mT). Essa è osservabile principalmente nell’unità USAF e alla base di WGI.



Meta (NA)

S. Agata dei Goti (BN)



Casolla (CE)

Fig. 3.3 Immagini della litofacies “massive lapilli tuff” (mLT). Tale facies può contenere diverse gradazione dei componenti. Essa è tipica del corpo principale di WGI.

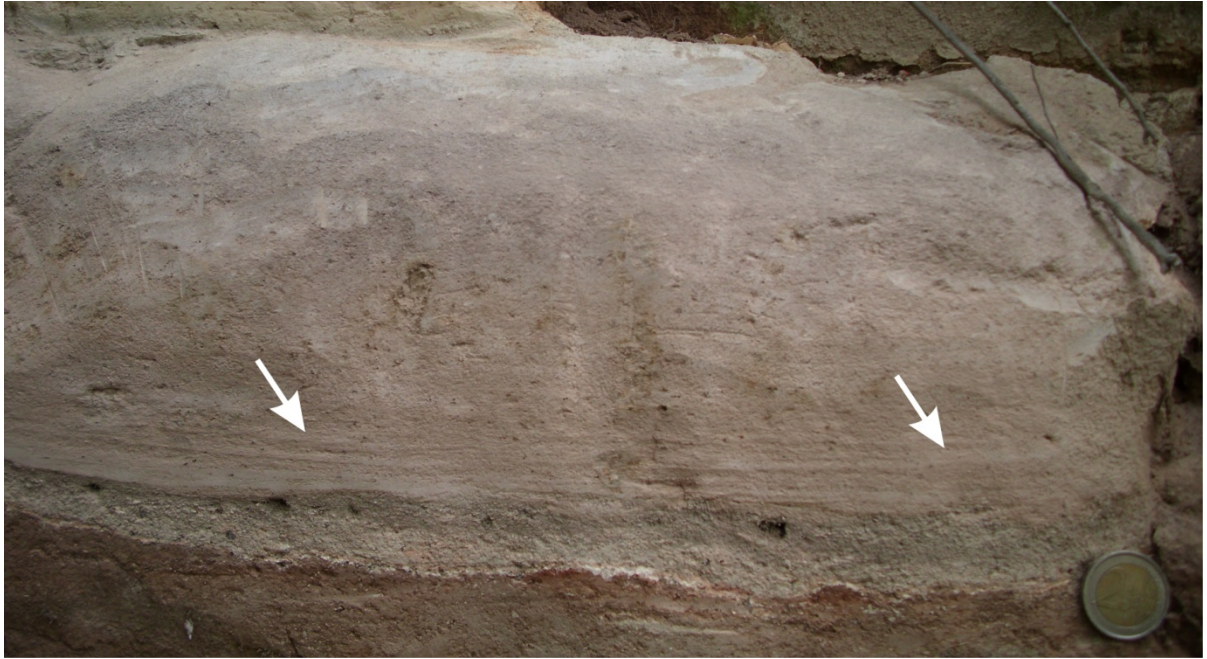


Fig. 3.4 Litofacies “diffuse-stratified tuff”. Essa è formata da lamine sub-parallele i cui limiti superiore e inferiore, sebbene possano essere seguiti lateralmente, non appaiono netti.

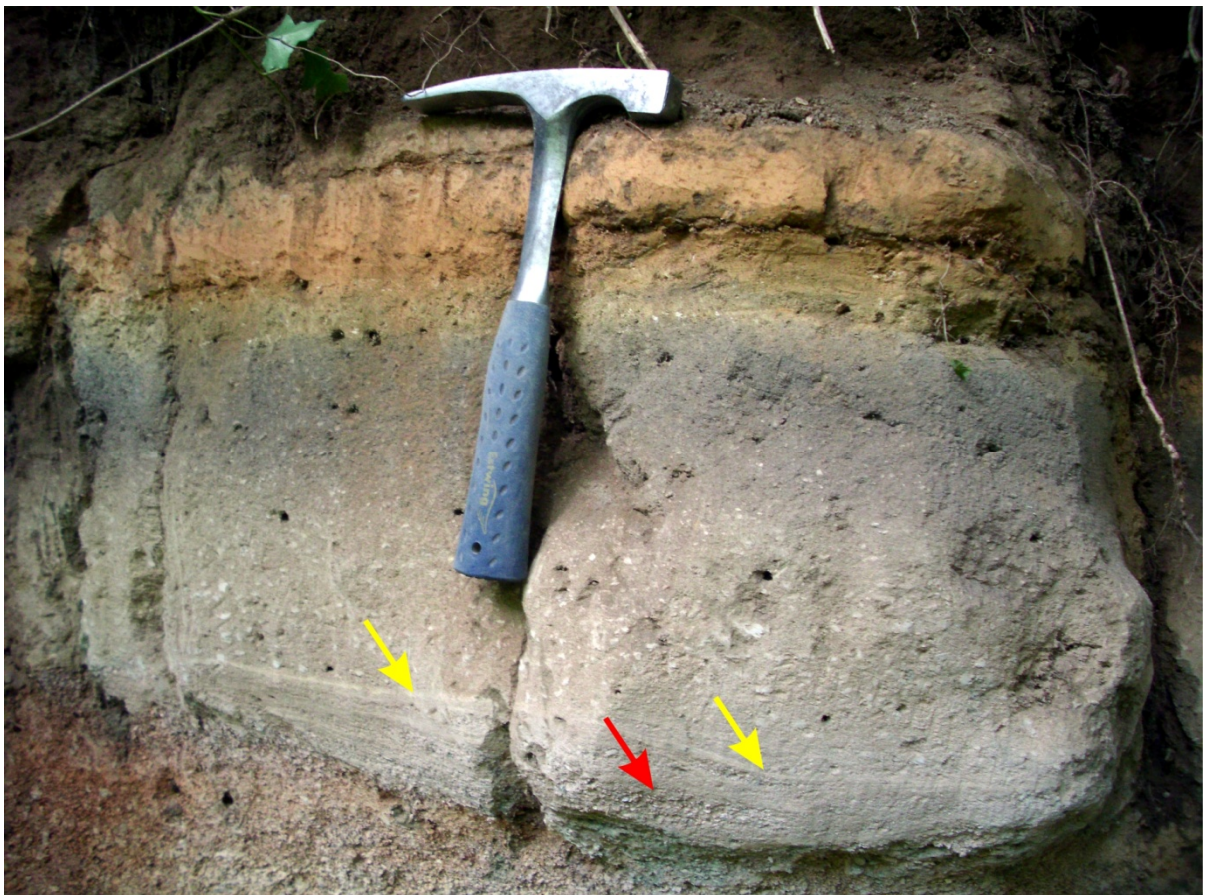


Fig. 3.5 Litofacies “diffuse-stratified tuff” (dsT). Essa è formata da laminazione ondulata e incrociata (indicata dalle frecce gialle). Le lamine passano lateralmente a strutture planari. Tra le lamine sono, localmente, presenti lenti deplete in fini (litofacies “lenses of pumice lapilli”) formate da lapilli pomicei fini, sub-angolari (indicata dalla freccia rossa).



Fig. 3.6 Litofacies “pumice lapilli tuff” (pLT). Essa è formata da abbondanti lapilli e blocchi pomicei immerse nella matrice cineritica (in alto). Il top di questa facies può presentare una zona di concentrazione in pomici (in basso). Tale facies si osserva sole nell’unità CPF.

3.3 Variazioni verticali di litofacies

Sono state osservate cinque associazioni verticali di facies:

- (a) *f-poorLT* a *sT/dsT* o *mT* o *mLT(ip)*: livelli depleti in fini e ricchi in litici lavici angolari, lateralmente discontinui (*f-poorLT*), passano, con contatto netto ed erosivo, a depositi cineritici, incoerenti con stratificazione planare o ondulata (*sT/dsT*) o depositi cineritici massivi senza alcun tipo di gradazione dei componenti in essi contenuti (*mT*). Localmente la facies *f-poorLT* passa a depositi cineritici, massivi, incoerenti, contenenti lapilli pomicei dispersi con gradazione inversa (*mLT(ip)*).
- (b) *sT/dsT* a *mT/mLT* o *mLT(ip)*: Depositati cineritici fini, stratificati, incoerenti, spessi da 3 a circa 20 cm (*sT/dsT*) passano verticalmente, con contatto netto, a depositi cineritici massivi, matrice-sostenuti, incoerenti o debolmente saldati (*mT/mLT*). Gli juvenili in essi contenuti si presentano non gradati o gradati inversamente (*mLT(ip)*).
- (c) *mT* a *mLT(ip o isc)*: Depositati cineritici massivi, matrice-sostenuti, incoerenti, non gradati (*mT*) passano verticalmente a depositi cineritici, massivi, matrice-sostenuti, da incoerenti a saldati, in cui gli juvenili dispersi sono gradati inversi mentre i litici mostrano diversi tipi (diretta, inversa o assente) di gradazione (*mLT(ip o isc)*).
- (d) *mLT(ip)* a *mLT*: Depositati cineritici massivi, incoerenti, matrice-sostenuti, con una gradazione inversa delle pomici e con spessore massimo di 20 cm (*mLT(ip)*) gradano in depositi cineritici massivi, matrice-sostenuti, incoerenti o incipientemente saldati, senza alcun tipo di gradazione dei componenti (*mLT*).
- (e) *mT(np)/mLT(np)* a *mLT*: Depositati cineritici massivi, incoerenti, matrice-sostenuti, aventi una blanda gradazione diretta degli juvenili (*mT(np)/mLT(np)*) passano verticalmente, con contatto netto o gradato, a depositi cineritici, massivi, da saldati a incipientemente saldati, senza alcun tipo di gradazione dei componenti (*mLT*).

3.4 Variazioni laterali di litofacies

Sono state riconosciute tre associazioni laterali di facies:

- a) *dsT* a *mLT(ip-il)*: Rappresenta l'unica variazione osservabile entro poche decine di metri in un canale naturale nell'area di Monteforte Irpino (Fig. 3.7). La litofacies formata da depositi cineritici, incoerenti, matrice sostenuti aventi una stratificazione diffusa (*dsT*) grada verso monte in un deposito cineritico, massivo

incoerente, matrice-sostenuto in cui sono dispersi lapilli pomici e litici a gradazione inversa ($mLT(ip-il)$). La transizione avviene in USAF.

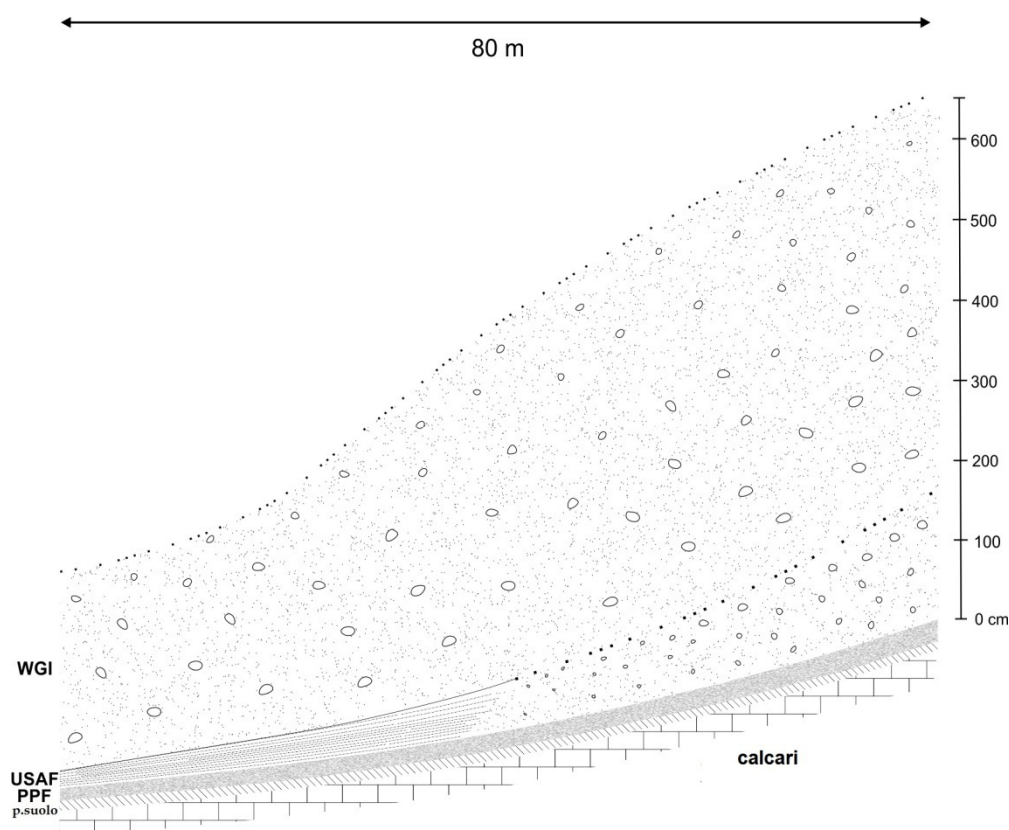


Fig. 3.7 Transizione laterale in USAF, osservabile in poche decine di metri, da una facies stratificata diffusa (dsT) a massiva con gradazione inversa dei componenti ($mLT(ip; in)$). Tale variazione è osservabile nell'area di Monteforte Irpino.

- b) sT/dsT a mT : Depositi cineritici fini con stratificazione planare diffusa o ondulata, incoerenti, matrice-sostenuti, spessi pochi centimetri gradano in depositi cineritici, incoerenti o poco compatti, matrice-sostenuti, spessi fino ad alcune decine di centimetri, contenenti lapilli pomice fini e litici senza alcun tipo di gradazione. Questa transizione è tipica dell'unità USAF.
- c) mT/mLT a $mT(ip)$ o $mLT(np)$: La litofacies formata da depositi cineritici massivi, incoerenti, matrice-sostenuti, con una quantità variabile di lapilli pomice dispersi senza alcun tipo di gradazione passa a depositi massivi, matrice-sostenuti, da incoerenti a compatti con gradazione diretta o inversa di juvenili e litici. Alla base di WGI, prevale una facies massiva o raramente con gradazione normale delle pomice per azimuth compresi tra 320 e $75^\circ N$, mentre la facies è massiva o con frequenti gradazioni inverse degli juvenili tra 75 e $150^\circ N$.

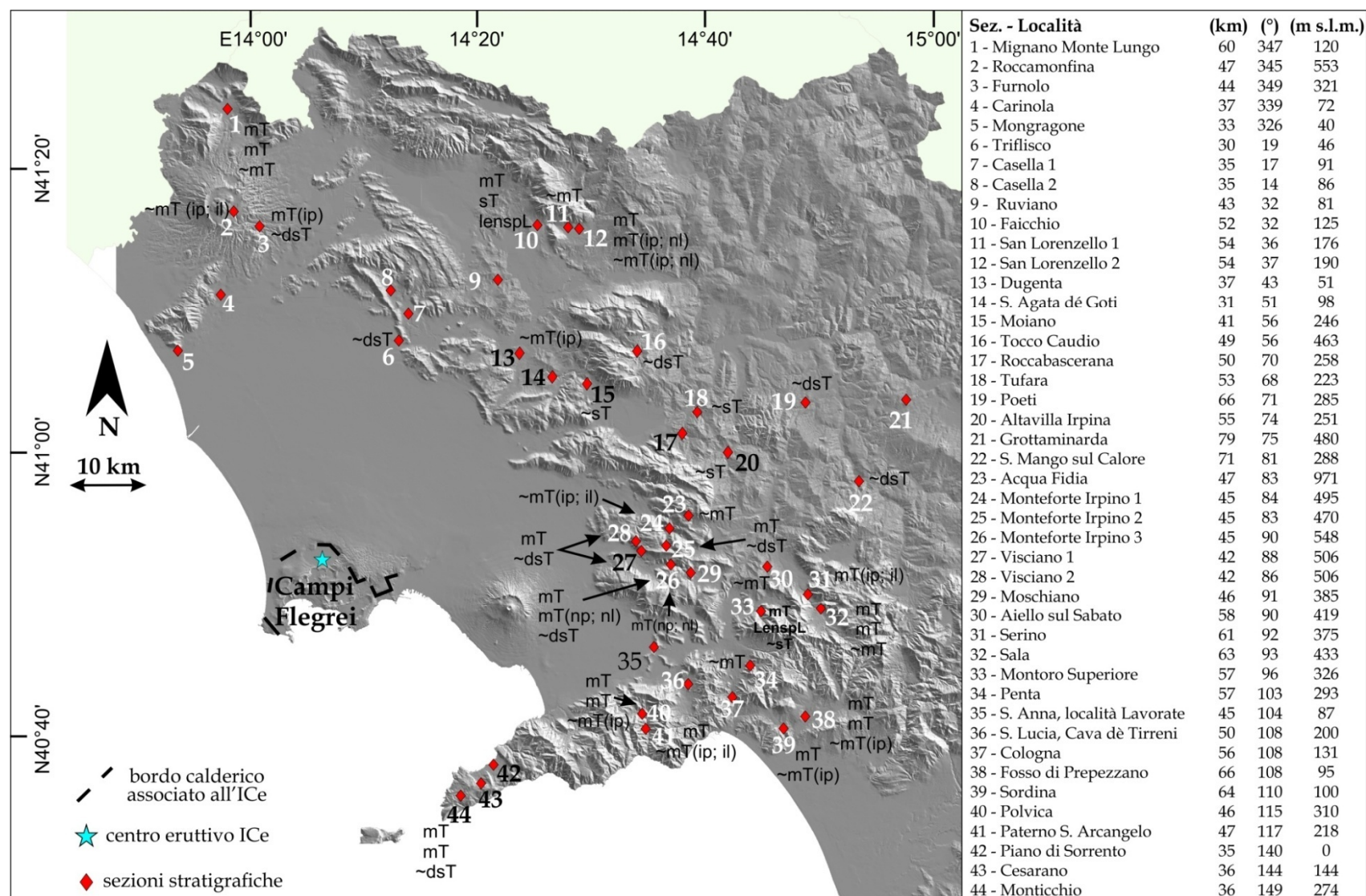


Fig. 3.8 Distribuzione delle litofacies nell'unità USAF . Nel riquadro a destra sono riportate le sezioni studiate unitamente alla distanza dal centro eruttivo (km), l'azimuth (°) e la quota sul livello del mare (m s.l.m.) di ogni sezione.

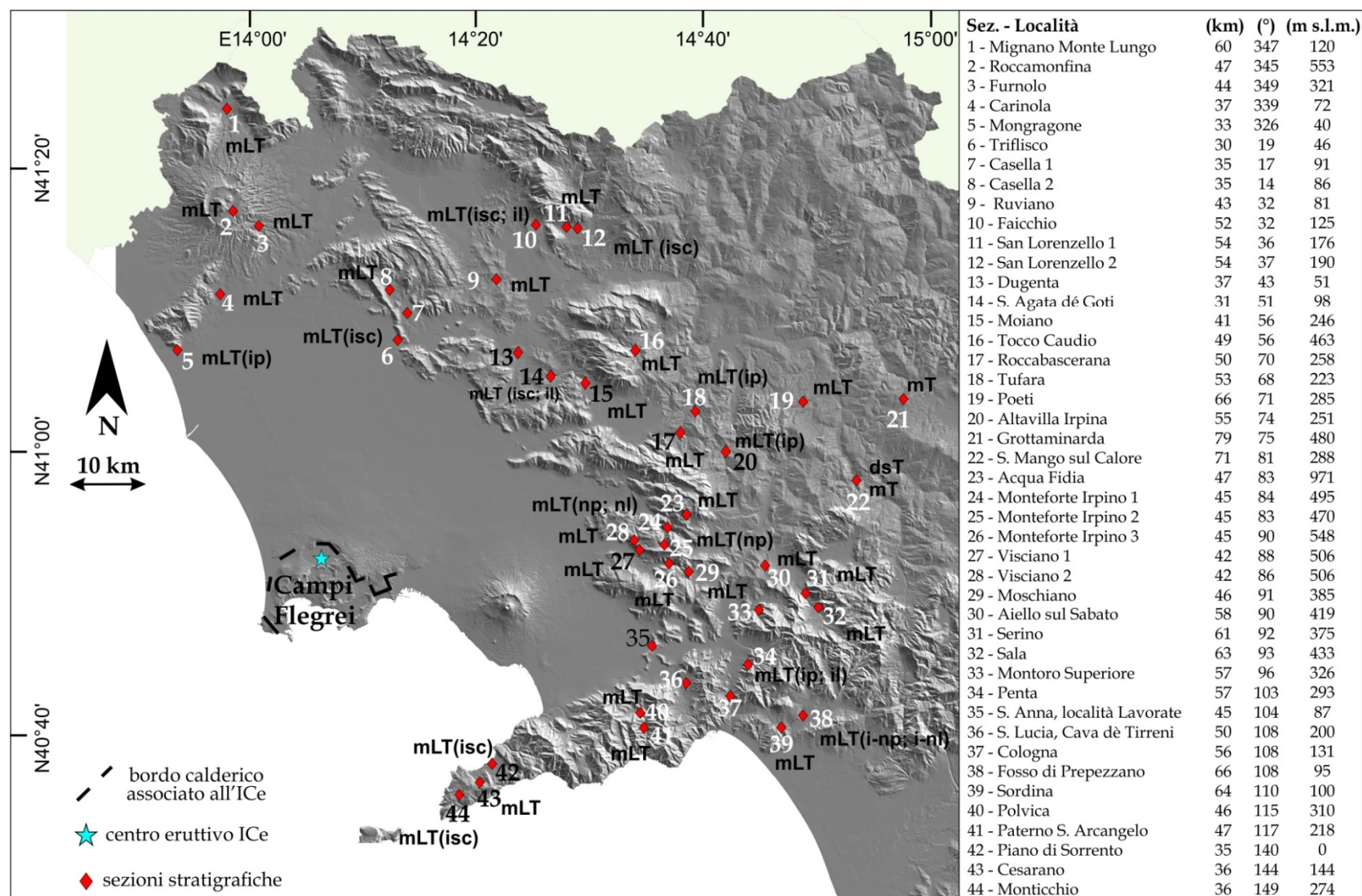
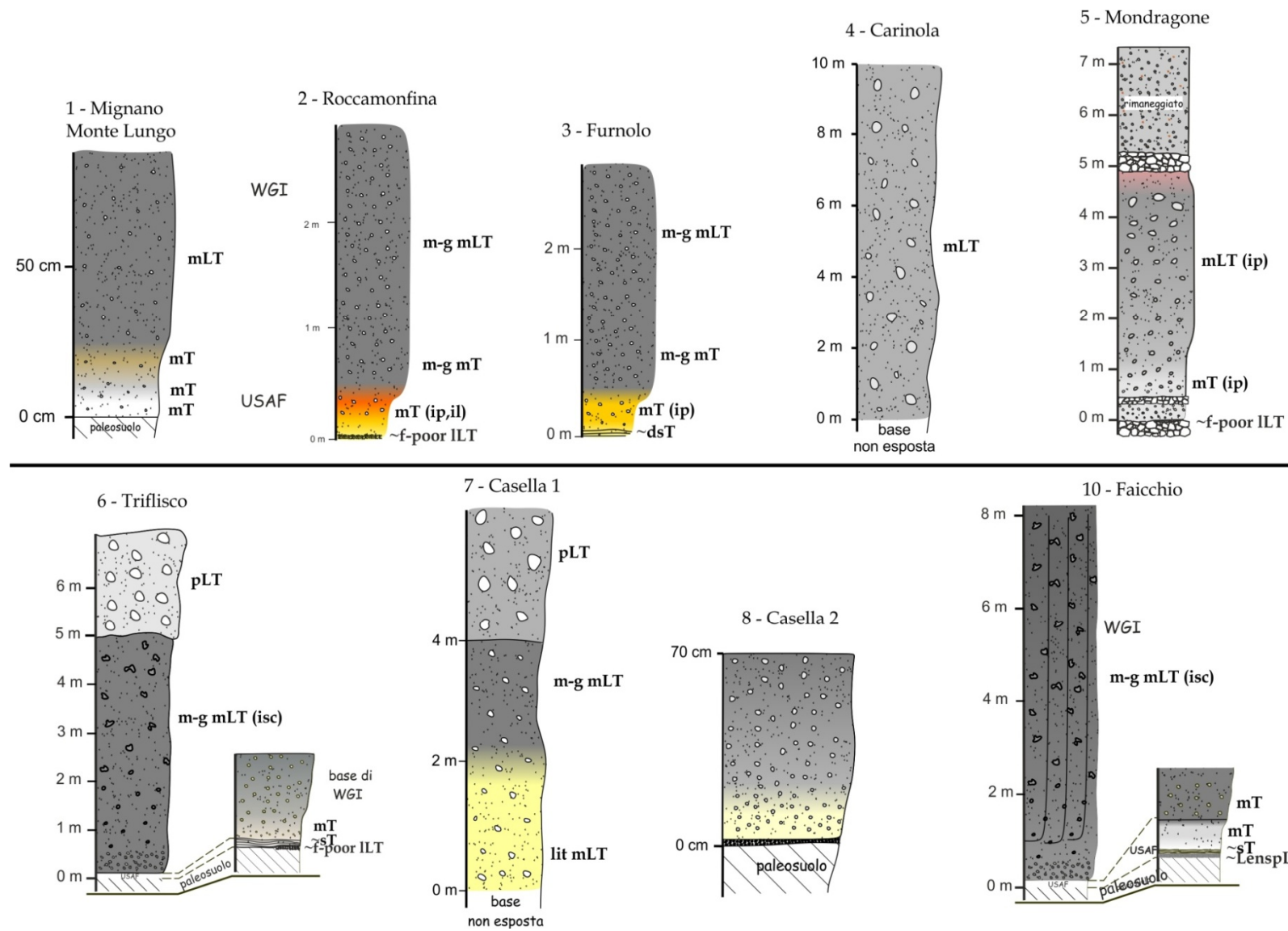
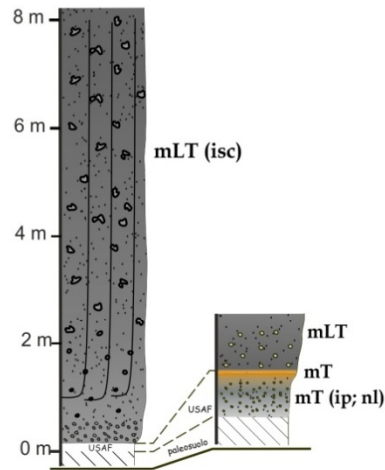


Fig. 3.9 Distribuzione delle litofacies alla base di WGI. Nel riquadro a destra sono riportate le sezioni studiate unitamente alla distanza dal centro eruttivo (km), l'azimuth (°) e la quota sul livello del mare (m s.l.m.) di ogni sezione.

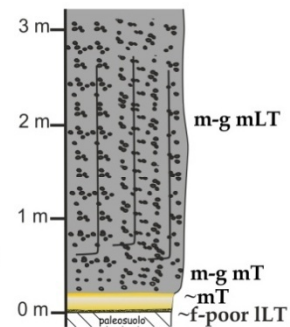


continua

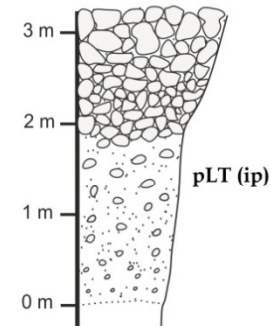
11 - San Lorenzo 1



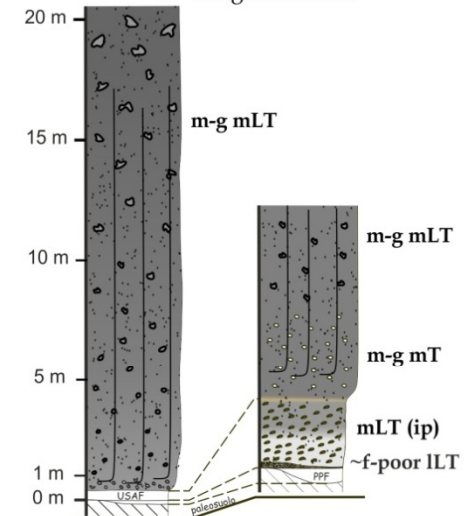
12 - San Lorenzo 1



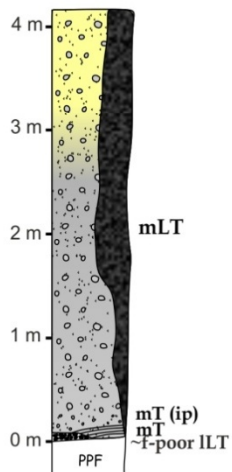
13 - Dugenta



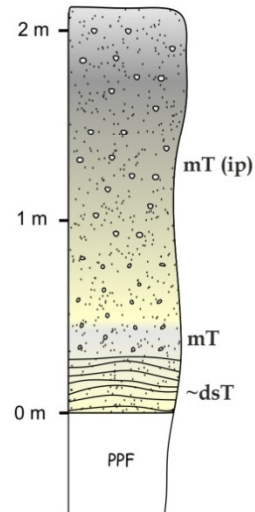
14 - S. Agata de Goti



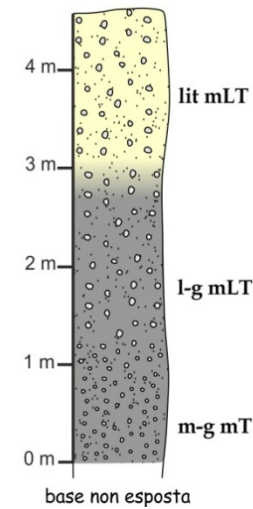
15 - Moiano



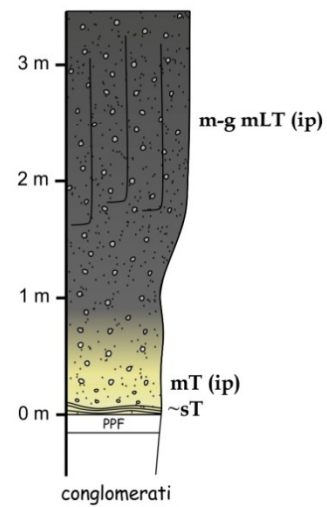
16 - Tocco Caudio



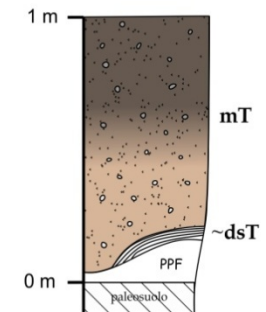
17 - Roccabascerana



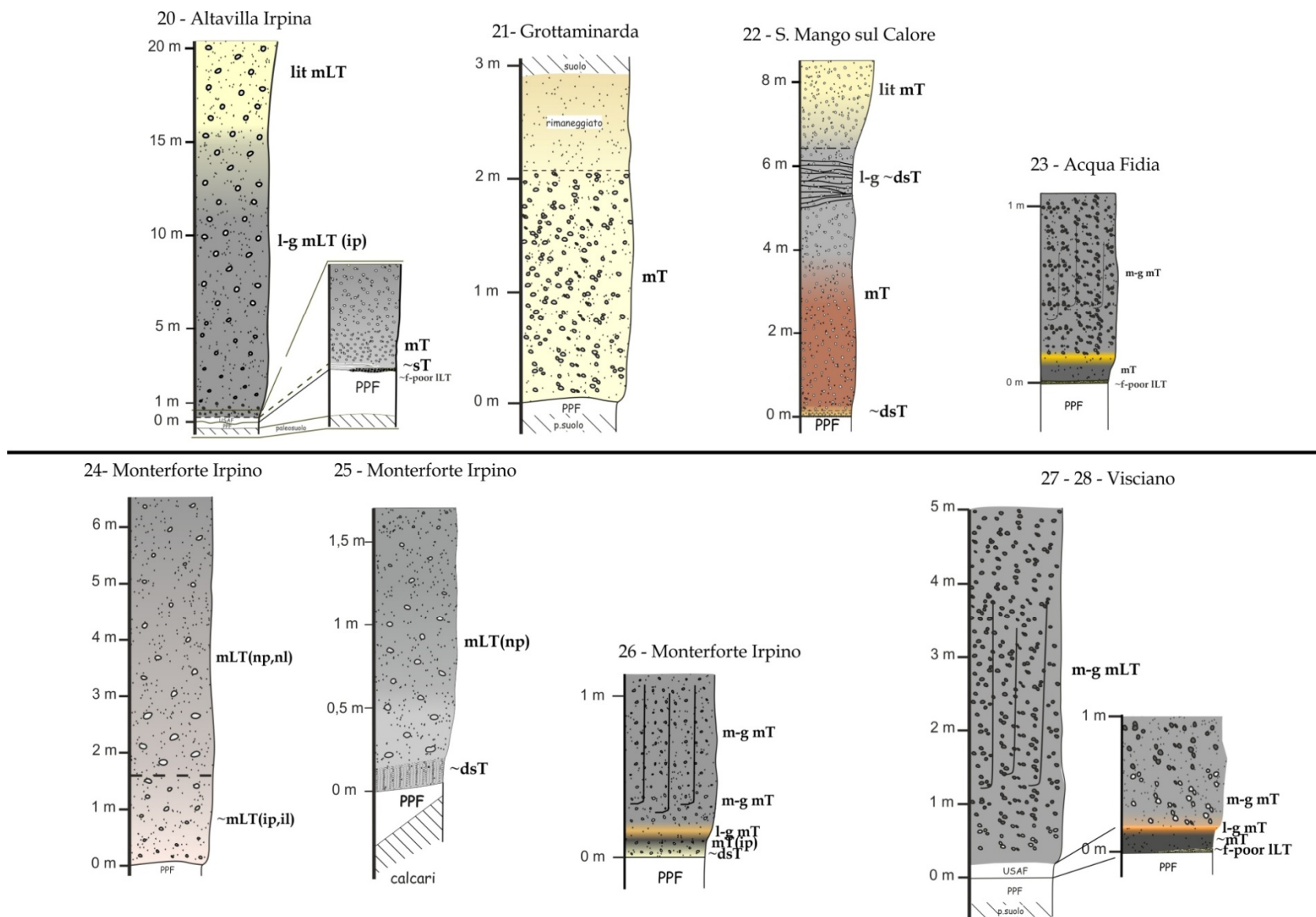
18 - Tufara



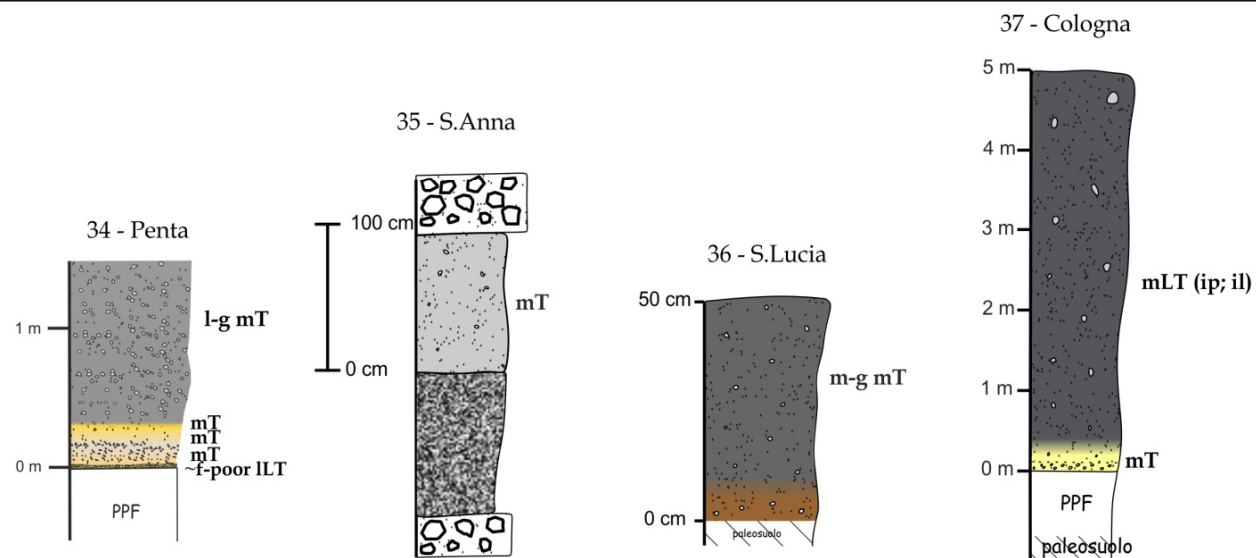
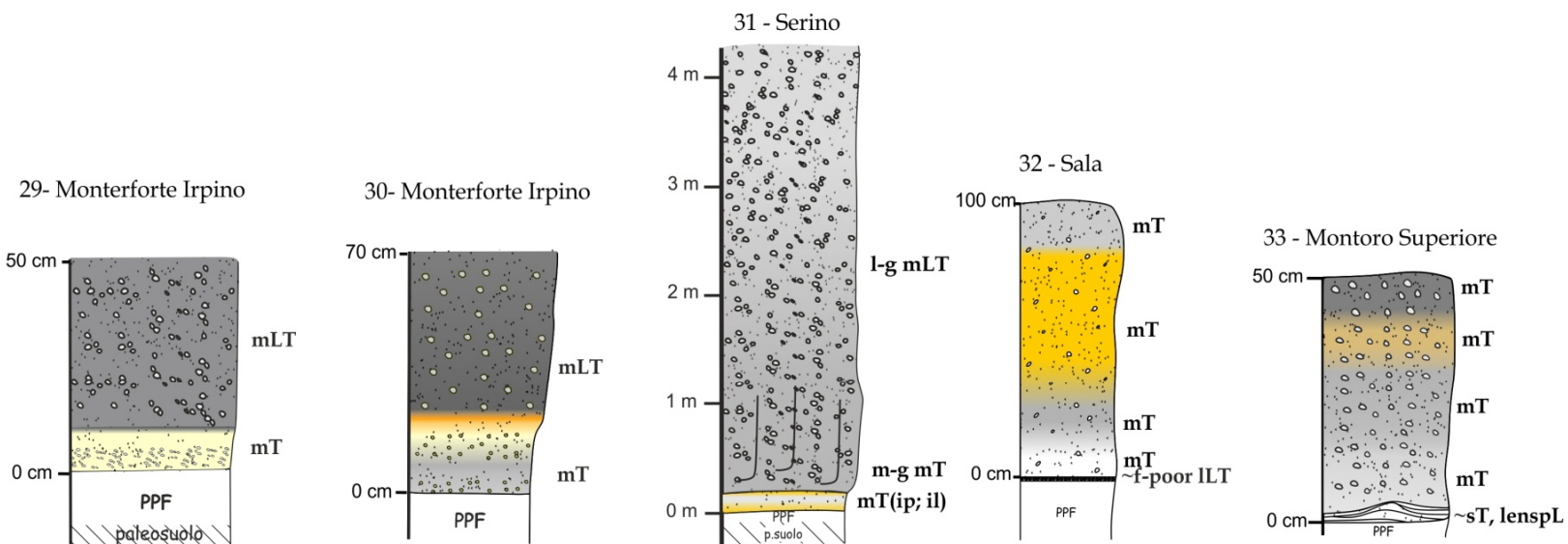
19 - Poeti



Continua



Continua



Continua

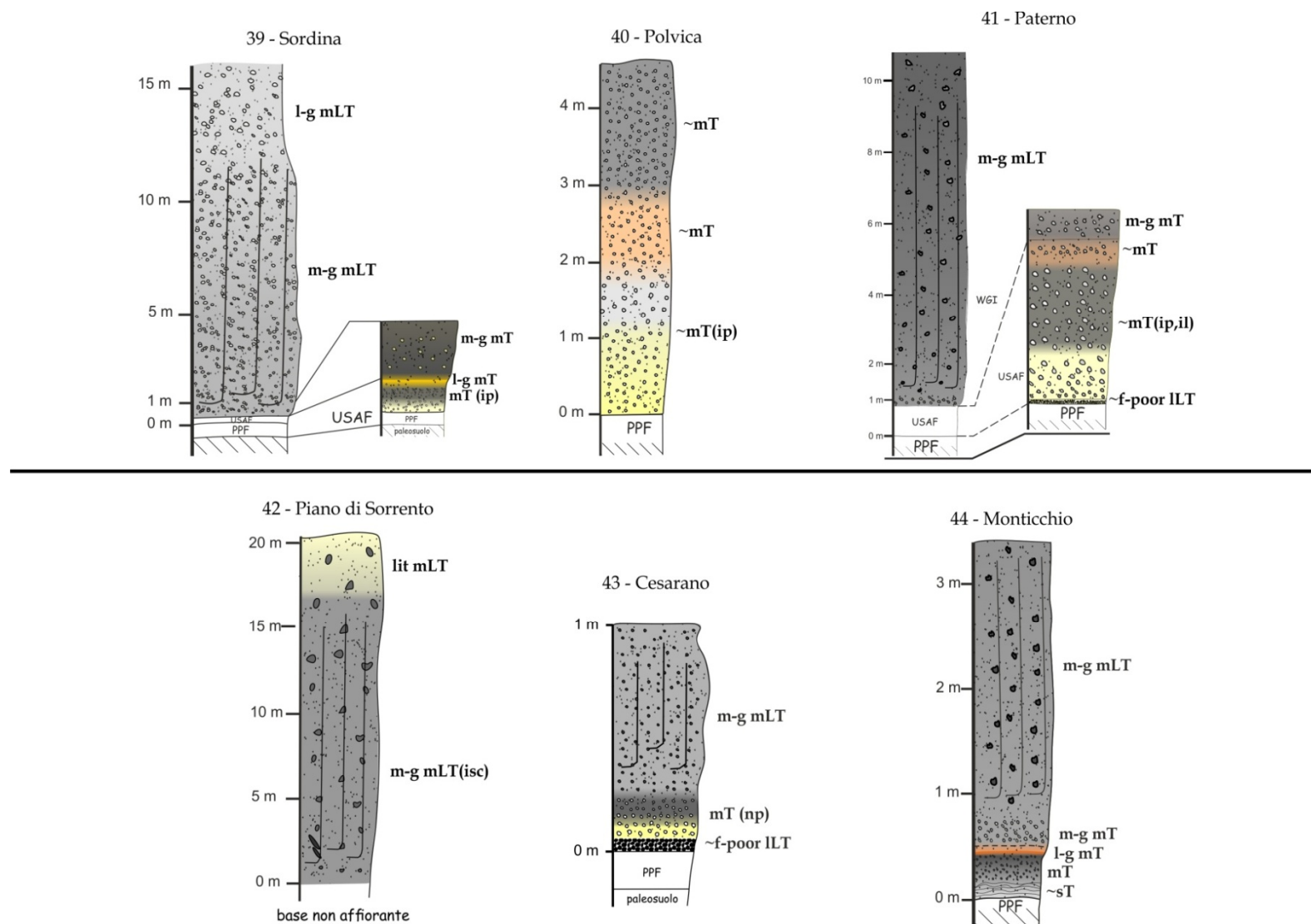


Fig. 3.11 Schema riassuntivo delle litofacies osservate in tutte le sezioni stratigrafiche studiate. Le abbreviazioni sono riportate in Tab. 3.1. L'ubicazione delle sezioni è riportata in Fig. 2.2.

4

Analisi granulometriche e dati sedimentologici

4.1 Introduzione

Le analisi granulometriche sono state effettuate tramite setacciatura meccanica a secco, tra -5 (32 mm) e 4 Φ (0,063 mm), ad intervalli di 1 Φ , e sedimentazione in acqua per discriminare la frazione fine tra 5 e 10 Φ (0,001 mm). Per la quasi totalità dei campioni si è resa necessaria la sedimentazione in acqua, a causa della natura cineritica del deposito, fatta eccezione per i livelli “depleti in fini” che comprendono ground layer, pod e pipe in cui la frazione < 0,063mm (4 Φ) è assolutamente trascurabile. Prima della setacciatura, i campioni sono stati essiccati in forno per 24 ore a 110°C. I parametri sedimentologici (sorting, media, mediana, skewness e kurtosis) sono stati calcolati in accordo con Folk e Ward, (1957). La nomenclatura degli intervalli granulometrici e del sorting segue quanto proposto da Sohn e Chough (1989) ed è riportata in Tab. 4.1.

I dati sedimentologici di tutti i 155 campioni, divisi per unità, sono riassunti nella tabella in Appendice 1.

Granulometria		Descrizione
mm	Φ	
< 0,063	>4	Cenere fine
0,063 – 0,5	4 - 3	Cenere media
0,5 - 2	da 1 a -1	Cenere grossolana
2 – 4	da -1 a -2	Lapilli fini
4 - 16	da – 2 a -4	Lapilli medi
16 - 64	da -4 a -6	Lapilli grossolani
64 - 256	da – 6 a -8	Blocchi fini
>256	< -8	Blocchi grossolani

Intervalli di sorting		Descrizione
	0 - 1	Molto ben classato
	1 - 2	Ben classato
	2 - 4	Poco classato
	>4	Molto poco classato

Tab 4.1 Nomenclatura utilizzata nel testo per la descrizione della granulometria e del sorting dei depositi piroclastici (Sohn e Chough, 1989).

In Fig. 4.1 è riportato il diagramma triangolare che mostra la proporzione in peso di lapilli, cenere medio-grossolana e cenere fine dei campioni delle differenti unità. Il termine “cenere medio-grossolana” unisce gli intervalli granulometrici di cenere grossolana e cenere media di Sohn e Chough (1989) riportati in Tab. 4.1. Tutti i campioni mostrano una prevalenza di cenere medio-grossolana (2 – 0,063 mm) sebbene dei campi leggermente distinti possano essere individuati per USAF e WGI (Fig. 3.1). L’unità USAF appare mediamente più arricchita in materiale fine rispetto alle restanti unità. USAF contiene, in media, circa il 68 wt% di cenere medio-grossolana e circa il 26 di wt% cenere fine con valori massimi fino al 61 wt% e solo il 6 wt% di lapilli. WGI contiene, in media, la stessa quantità di cenere medio-grossolana di USAF (circa 68 wt%) ma una minore quantità di cenere fine (mediamente il 21 wt% con valori massimi fino al 37 wt%) e una maggiore quantità di lapilli (11 wt%). L’unità CPF appare essere mediamente più grossolana con un contenuto di lapilli del 26 wt% e una punta massima del 50 wt% nella zona di concentrazione in pomici. La quantità media di cenere medio-grossolana e cenere fine è, rispettivamente, 54 e 20 wt%.

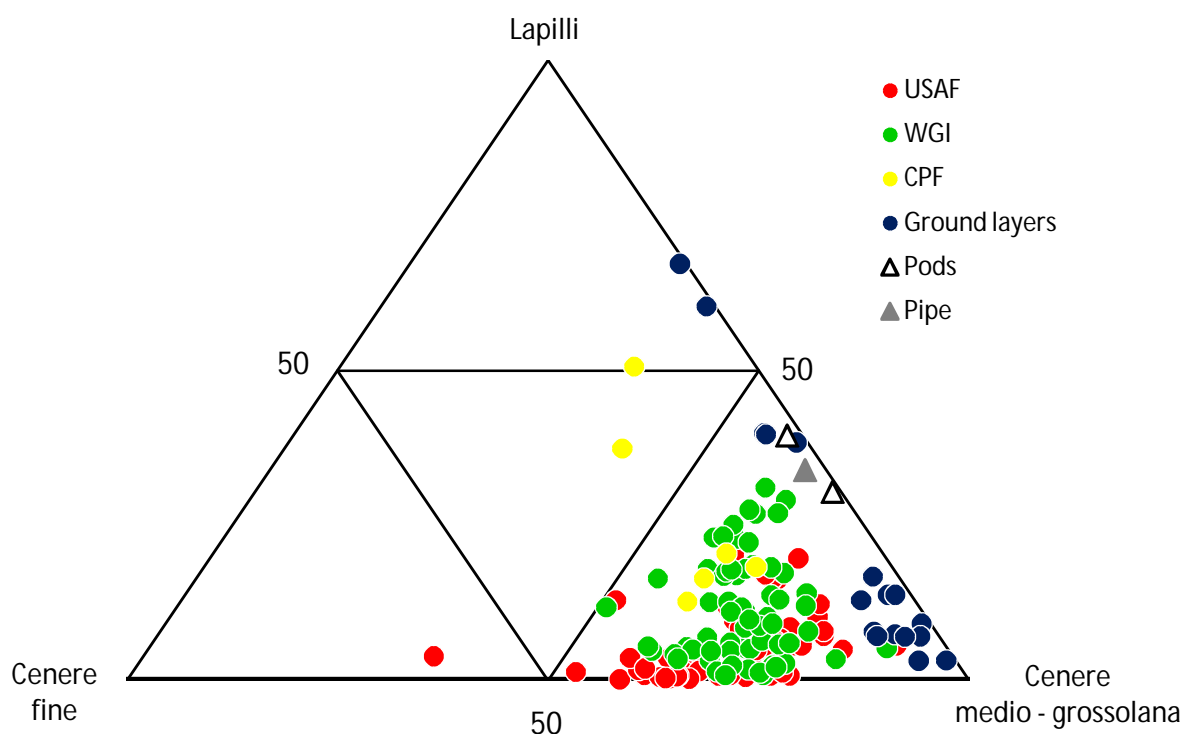


Fig. 4.1 Diagramma triangolare delle proporzioni in peso di lapilli, cenere medio-grossolana e cenere fine. L’estremo della cenere medio-grossolana unisce gli intervalli di cenere media e cenere grossolana di Sohn e Chough (1989) riportati in Tab. 4.1.

I campioni dei livelli e delle strutture depleti in fini mostrano una netta prevalenza di cenere medio-grossolana (mediamente 74 wt%) ed un altrettanto netto impoverimento in cenere fine

(mediamente 3 wt% con un valore massimo di 7 wt%).

Nel grafico F1 vs F2 (Fig. 4.2) i campioni delle unità USAF, WGI e CPF rientrano pienamente nel campo dei depositi da flusso piroclastico (*pyroclastic flow*) individuato da Walker (1983). Allo stesso modo, i campioni dei livelli depleti in fini (principalmente ground layers) ricadono nel campo dei flussi piroclastici depleti in fini (*fines-depleted flow*) individuato dallo stesso autore.

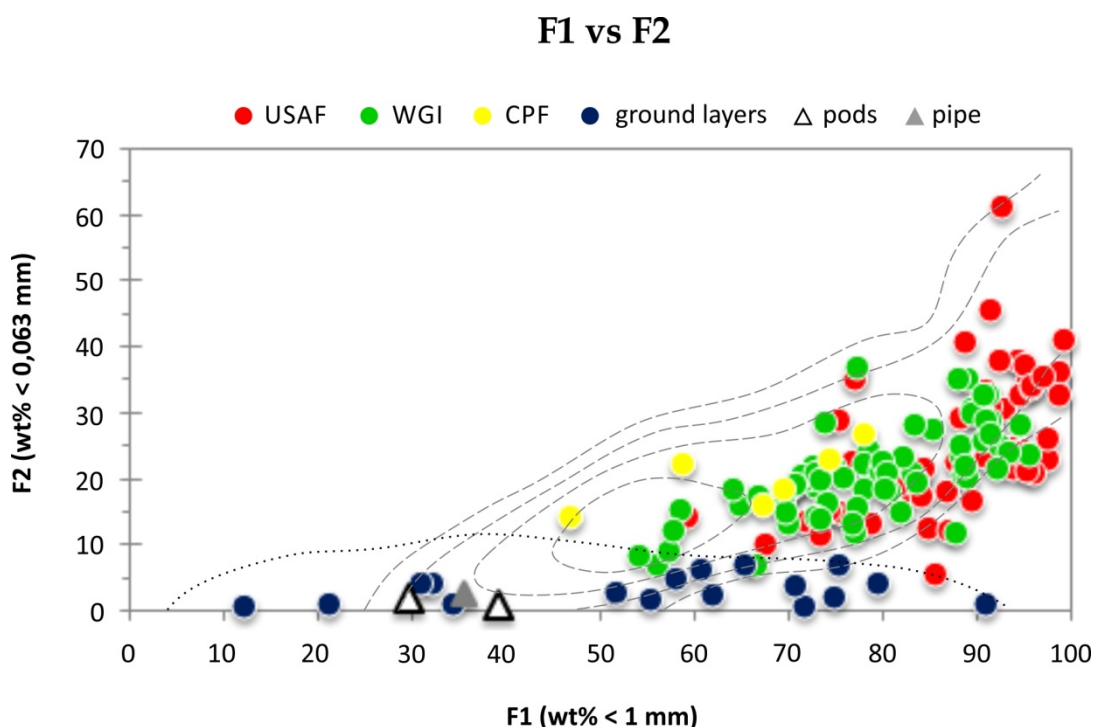


Fig. 4.2 Diagramma F1 (wt% < 1 mm) vs F2 (wt% < 0,063 mm). Sono riportati i campi di Walker (1983) per i flussi piroclastici (linee tratteggiate) e per i flussi piroclastici depleti in fini (linea puntinata).

Le differenti abbondanze granulometriche si riflettono anche in diversi andamenti nel grafico sorting vs mediana (Fig. 4.3). Sebbene le unità principali (USAF e WGI) mostrino una decisa sovrapposizione dei rispettivi campi, delle differenze possono essere osservate. L'unità USAF appare, in generale, meglio classata e più fine rispetto all'unità WGI. In entrambe le unità si nota un miglioramento del sorting con la diminuzione delle dimensioni (mediana).

I campioni dell'unità USAF si presentano da ben classati a poco classati, con valori di sorting variabili da 1,2 a 2,9. La mediana copre un ampio intervallo variando da 0,6 a 4,4 Φ . Anche i campioni dell'unità WGI appaiono da ben classati a poco classati sebbene mostrino, in generale, valori di sorting più elevati, variabili da 1,6 a 3,5. La mediana dei campioni di WGI, pur ricoprendo un ampio intervallo al pari di USAF, è spostata verso classi granulometriche più grossolane, variando da 0,3 a 3,4 Φ . I dati dell'unità CPF non mostrano

un campo ben definito sebbene si presentino in tutti i casi da poco classati a molto poco classati e mediamente più grossolani rispetto ai campioni delle altre unità. La gradazione inversa della coda grossolana (culminante in una zona di concentrazione in pomici) osservata in questa unità nell'area di Dugenta (Fig. 2.26) è confermata da valori crescenti di sorting con l'altezza stratigrafica (2,8 alla base; 4,3 al centro; 4,6 al tetto) accompagnati da un decremento (aumento delle dimensioni) della mediana ($2,1\Phi$ alla base; $1,2\Phi$ al centro; $-1,7\Phi$ al tetto).

I campioni dei livelli e delle strutture depleti in fini (ground layers, pods e pipe) si presentano sempre da molto ben classati a ben classati. Il sorting dei campioni di ground layer varia da 0,9 a 2,1 mentre la mediana varia da $-1,6$ a $0,9\Phi$.

Anche nel grafico sorting vs mediana, i campioni delle unità USAF, WGI e CPF e quelli dei livelli depleti in fini rientrano pienamente nei campi individuati da Walker (1983) per i “pyroclastic flow” e i “fines-depleted flow”(Fig. 3.3).

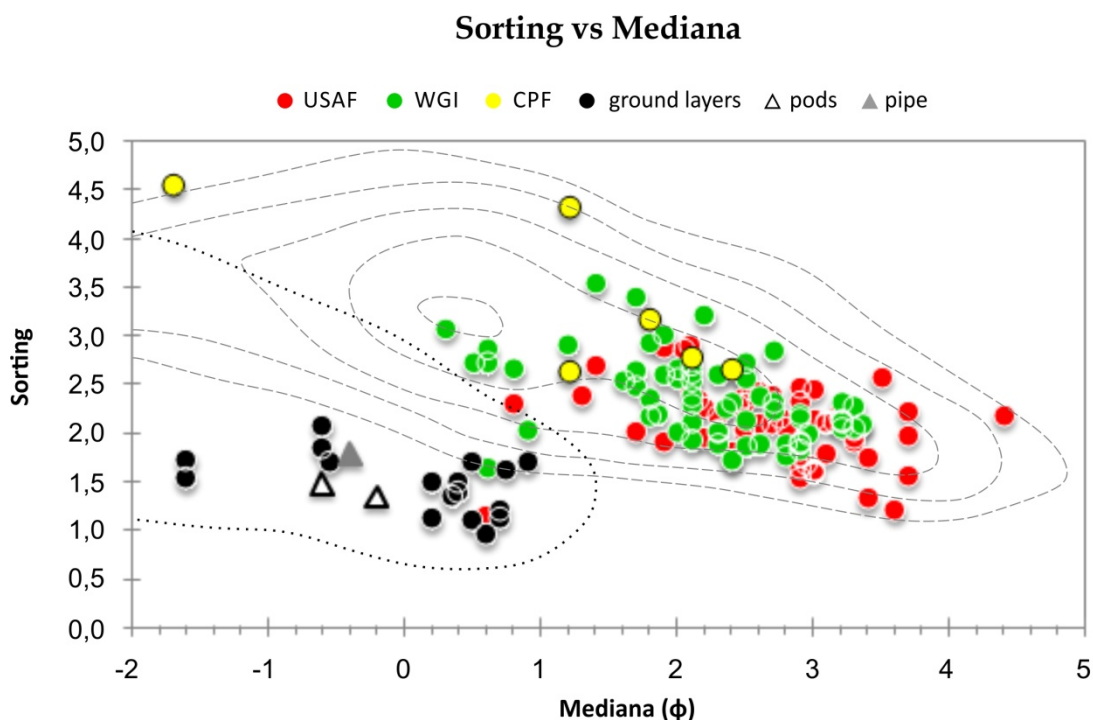


Fig. 4.3 Diagramma sorting vs mediana per le differenti unità dell'IC. Sono riportati i campi di Walker (1983) per i *pyroclastic flow* (linee tratteggiate) e per i *fines-depleted flow* (linea punteggiata).

La notevole sovrapposizione dei campi delle unità USAF e WGI, è in parte conseguente alle modalità di campionamento, in quanto la facies scoriacea e più proximale di WGI è diffusamente saldata e quindi inadatta all'analisi granulometrica. Tale facies, in alcune località, appare molto grossolana contenendo scorie con dimensioni fino a 20 cm nella matrice saldata.

Nelle prossime sezioni sono mostrate e descritte le variazioni dei parametri sedimentologici

nelle unità principali (USAF e WGI) rispetto alla distanza dal centro eruttivo, la quota s.l.m. e l'azimuth. I dati dei campioni di “ground layer” (alla base di USAF) sono descritti in uno specifico paragrafo a causa delle loro peculiari caratteristiche.

4.2. Variazioni con la distanza dal centro eruttivo

4.2.1 Il ground layer

Come già esposto nel capitolo precedente, localmente alla base della sequenza ignimbrtica, è presente un livello ricco in litici e cristalli (ground layer), il cui spessore varia da 8,5 a 0,5 cm. Dove presente, esso separa l'ignimbrite dal sottostante substrato (l'unità PPF nelle aree di affioramento ad Est della sorgente, un paleosuolo o depositi di altra natura). Sia il contatto alla base (transizione al substrato) che sommitale (transizione all'ignimbrite) appaiono sempre netti ed erosivi.

Sono stati prelevati diciassette campioni di ground layer (GL) in diverse località e successivamente analizzati tramite setacciatura a secco. Le località di campionamento e i dati sedimentologici dei campioni di GL sono riportati in Appendice 1. In ogni località è stato misurato l'asse maggiore di almeno tre litici massimi. Sulla base di questi dati è stata costruita una carta delle isoplete (Fig. 4.5) che mostra una distribuzione apparentemente radiale dei litici massimi del GL, rispetto al centro eruttivo flegreo. Di seguito sono presentate le variazioni dei principali parametri sedimentologici rispetto alla distanza dal centro eruttivo.

I siti di campionamento si trovano ad una distanza variabile da 30 a 71 km dal centro eruttivo.

La dimensione massima dei litici (misurata come media dell'asse maggiore dei tre litici massimi) appare diminuire con la distanza (Fig. 4.4A e 4.5). Essa varia da 31 mm (sez. 43 - Cesarano a 36 km, Fig. 2.37) a circa 3,6 mm millimetri (sez. 22 - S. Mango sul Calore a 71 km Fig. 2.23). Il decremento osservato in Fig. 4.4A non è lineare ma risulta "spezzato" in due segmenti. Tra 30 e 50 km dal centro eruttivo, la diminuzione della dimensione massima dei litici appare molto rapida, passando da 31 a circa 6 mm in 20 km, con un tasso di 1.3 mm/km. Tra 50 e 70 km, la diminuzione appare molto più lenta passando da 6 a 3 mm lungo la stessa distanza (20 km), con un tasso di 0.15 mm/km. In media, la dimensione massima dei litici decresce di 0,8 mm/km.

Una simile variazione con la distanza si osserva anche nella proporzione in peso di lapilli e cenere medio-grossolana (Fig. 4.4B). La quantità di lapilli diminuisce e, specularmente, la quantità di cenere aumenta con la distanza. L'abbondanza di lapilli varia da 67 wt% (sez. 43 - Cesarano a 36 km, Fig. 2.37) a 7 wt% (sez. 22 - S. Mango sul Calore a 71 km, Fig. 2.23). Tra le stesse località, l'abbondanza di cenere incrementa da 32 a 89 wt%. Anche in questo caso, le variazioni non appaiono lineari ma si distinguono due andamenti diversi negli stessi intervalli di distanza. Tra 30 e 50 km, le variazioni (diminuzione dei lapilli e aumento della cenere) sono

più rapide rispetto all'intervallo tra 50 e 70 km dove le quantità appaiono quasi costanti. Questi andamenti sono confermati dal rapporto lapilli/cenere (Fig. 4.4C) che decresce con la distanza similmente a quanto descritto precedentemente.

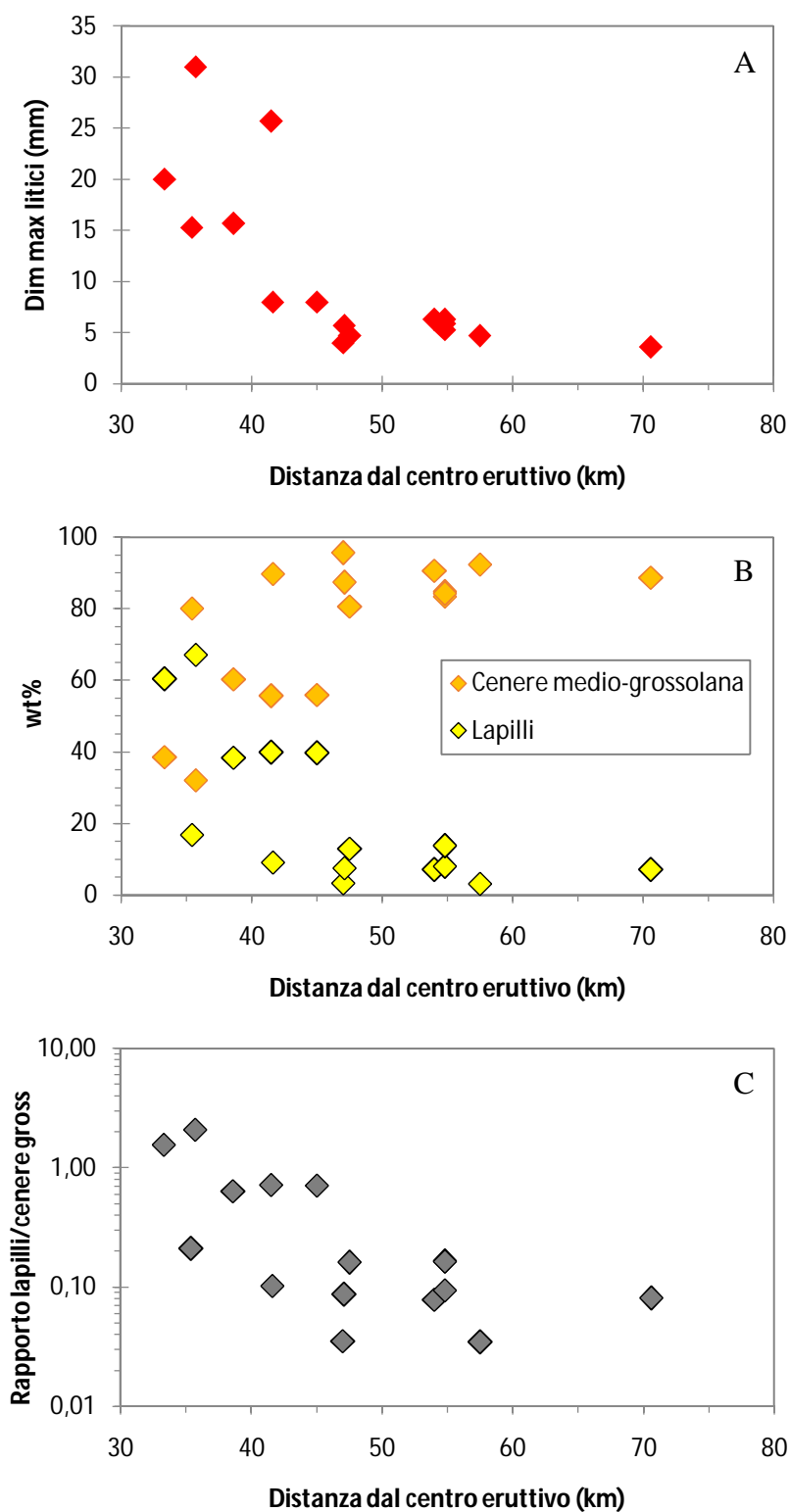


Fig. 4.4 Variazione della dimensione massima dei litici (A), della percentuale in peso di lapilli e cenere medio-grossolana (B) e del rapporto lapilli/cenere (C) con la distanza dal centro eruttivo.

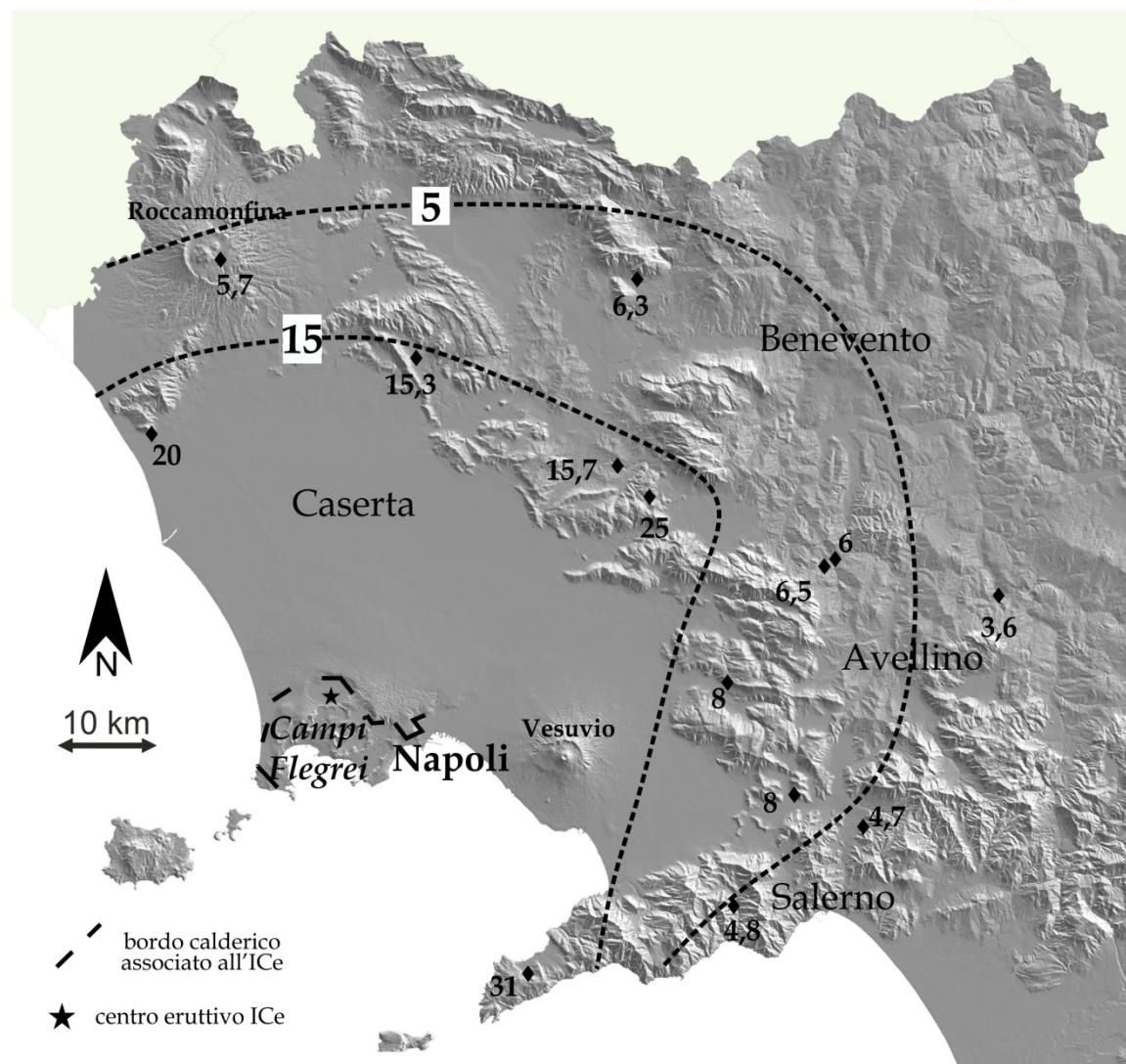


Fig. 4.5 Carta delle isoplete dei litici del ground layer dell'IC. Le dimensioni sono espresse in millimetri. Ubicazione del centro eruttivo dell'ICe da Scarpati e Perrotta (2012).

Il sorting mostra un decremento, anche se i dati presentano una certa dispersione, con la distanza (Fig. 4.6A) mentre la mediana (Fig. 4.6B), al pari della dimensione massima dei litici e della percentuale di cenere e lapilli, mostra un decremento della granulometria non lineare. Come nei casi precedenti, tra 30 e 50 km la mediana incrementa (diminuzione delle dimensioni) abbastanza rapidamente (passando da -1,6 a circa $0,4\Phi$), mentre tra 50 e 70 km, essa aumenta lungo la stessa distanza (20 km) molto lentamente (passando da $0,4$ a $0,7\Phi$).

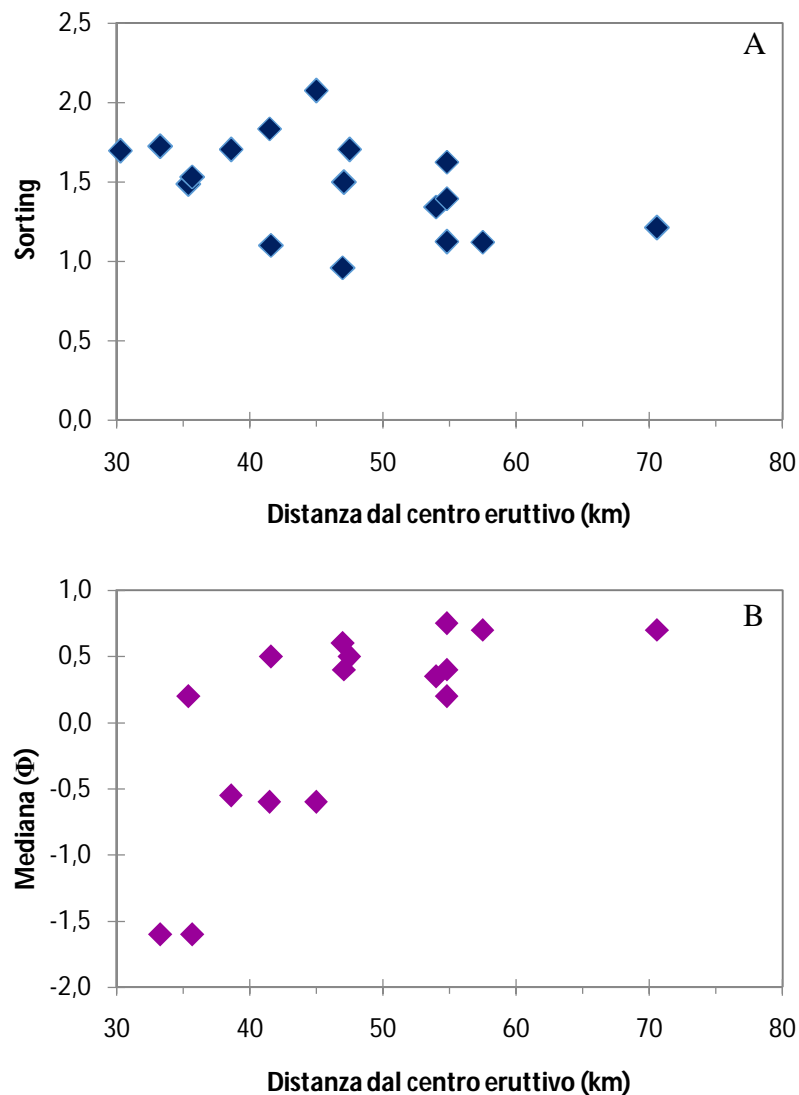


Fig. 4.6 Variazione del sorting (A) e della mediana (B) con la distanza dal centro eruttivo nel ground layer.

Nel grafico sorting vs mediana (Fig. 4.7A) si può notare come i campioni prelevati negli affioramenti più distali (>50 km dal centro eruttivo) siano anche i più fini e meglio classati. Inoltre, al fine di considerare l'importanza dell'esposizione dell'affioramento rispetto al centro eruttivo, nel grafico in Fig. 4.7B sono stati evidenziati con simboli diversi i campioni

prelevati in affioramenti orientati verso il centro eruttivo (vent facing) rispetto ai campioni prelevati in affioramenti situati su versanti opposti al centro eruttivo o ubicati in siti protetti da ostacoli morfologici come rilievi montuosi (non vent facing). Il grafico mostra come i campioni “non vent facing” abbiano sempre una mediana spostata verso granulometrie fini e siano in generale meglio classati rispetto ai campioni prelevati in contesti “vent facing”. Dal confronto dei grafici appena descritti, si evince inoltre che i campioni “non vent facing” coincidono quasi completamente con i campioni più distali (> 50 km).

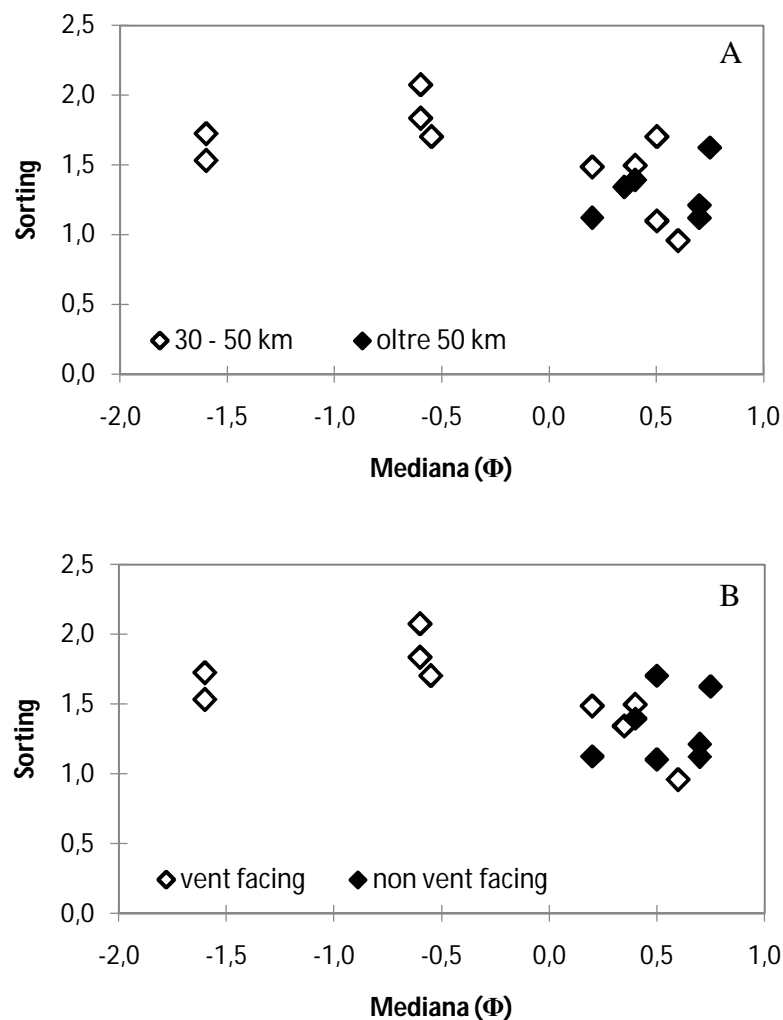


Fig. 4.7 Valori di sorting vs mediana per i campioni di ground layer: I campioni sono stati distinti in base alla distanza dal centro eruttivo (A) e in base all'esposizione rispetto al centro eruttivo (B).

Dai grafici presentati appare che la distanza di 50 km dal centro eruttivo rappresenta un limite spaziale oltre il quale quasi tutti i parametri mostrano una netta variazione nell'andamento generale. Entro tale limite, i parametri variano (aumentano o diminuiscono) secondo un tasso abbastanza elevato mentre oltre tale distanza, il tasso di variazione è estremamente ridotto.

4.2.2 Unità USAF e WGI

Le variazioni dei dati sedimentologici con la distanza per le unità USAF e WGI coprono un intervallo spaziale da 30 a 80 km dal centro eruttivo.

In Fig. 4.8A è mostrata la variazione del sorting con la distanza per USAF e WGI. Una sostanziale differenza può essere osservata dal confronto dei dati delle sue unità. USAF non sembra mostrare alcun andamento definito (i dati appaiono dispersi in maniera casuale) mentre una diminuzione (miglioramento) del sorting con la distanza può essere individuato per WGI. Una simile constatazione può essere fatta osservando l'andamento della mediana con la distanza nelle due unità (Fig. 4.8B). In USAF non si individua alcun andamento mentre in WGI si può notare un incremento (diminuzione delle dimensioni) della mediana, in particolare oltre 40 km dal centro eruttivo. Solo i due campioni più distali non seguono tale andamento.

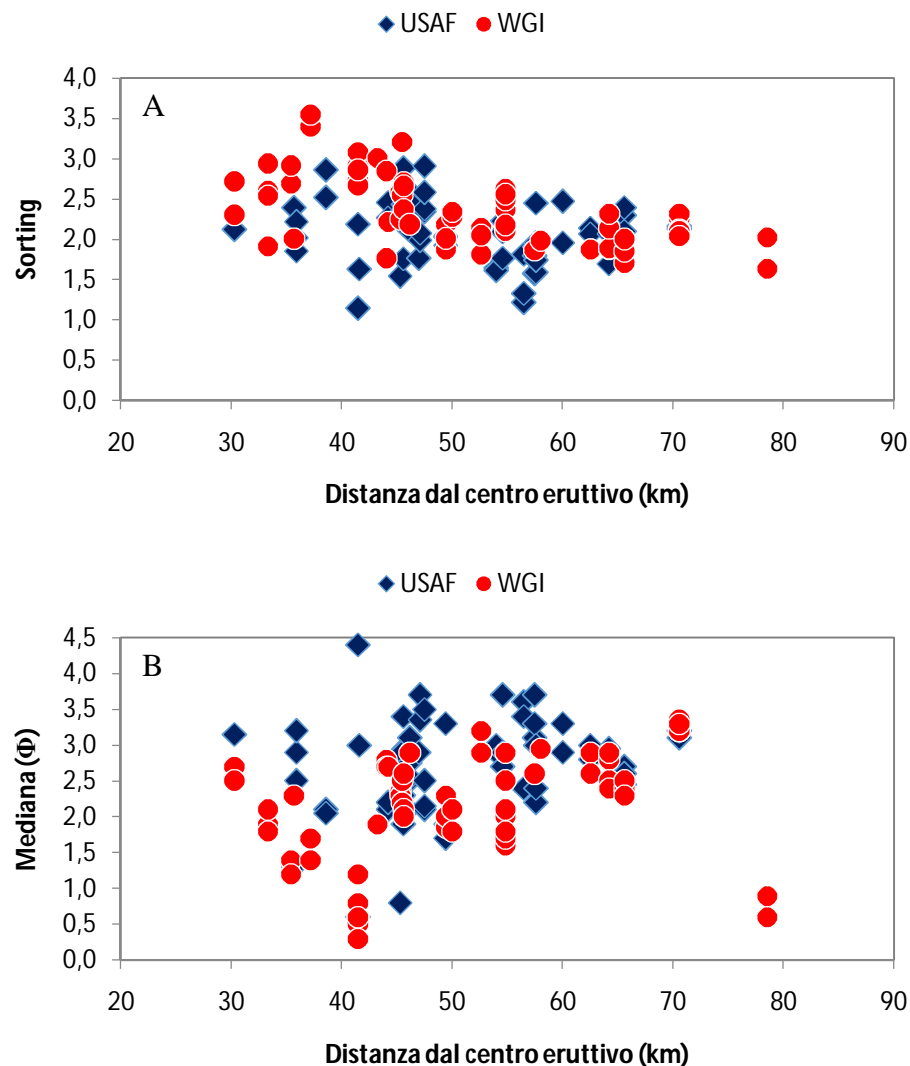


Fig. 4.8 Variazione A) del sorting e B) della mediana in USAF e WGI con la distanza dal centro eruttivo. Le linee rosse evidenziano l'andamento in WGI.

Anche il grafico sorting vs mediana mostra delle differenze tra le due unità in base alla distanza. Nei grafici in Fig. 4.9A e B è mostrato il sorting vs mediana per USAF e WGI considerando due intervalli di distanza dal centro eruttivo: un intervallo intermedio tra 30 e 50 km e un intervallo più distale tra 50 e 80 km.

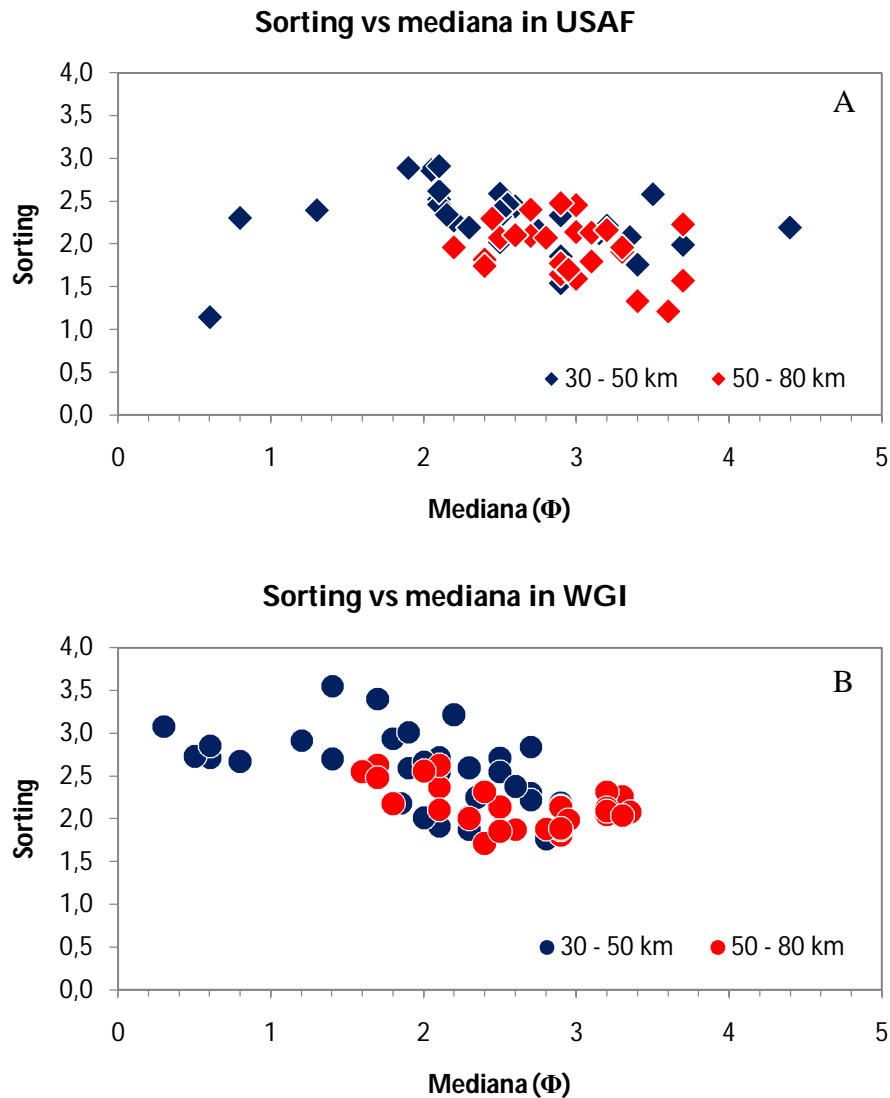


Fig. 4.9 Sorting vs mediana in A) USAF e B) WGI in base alla distanza dal centro eruttivo. Due intervalli di distanza sono individuati: Un intervallo intermedio tra 30 e 50 ed un intervallo distale tra 50 e 80 km.

In USAF (Fig. 4.9A) i campi di sorting vs mediana relativi ai due intervalli di distanza definiti mostrano una forte sovrapposizione. Non è possibile individuare una netta differenza tra l'intervallo intermedio e distale fatta eccezione per 4 campioni che si allontanano dai due campi.

Al contrario, in WGI (Fig. 4.9B) possono essere individuati degli intervalli di valori di sorting e mediana sostanzialmente diversi per i campioni intermedi e distali. In aree

intermedie (30 – 50 km) i campioni coprono un ampio intervallo di valori di mediana (0 – 3 Φ). Distalmente (50 – 80 km) i campioni formano un cluster in cui la mediana varia in un intervallo ristretto e mediamente più fine (2 – 3,8) rispetto ai campioni all'intervallo intermedio. Anche il sorting appare leggermente migliore rispetto ai campioni dell'intervallo intermedio sebbene, in generale, quasi tutti in campioni appaiano poco classati ($\sigma_I > 2$). Un'importante constatazione che parte da osservazioni di campo è che i campioni che rientrano nell'intervallo intermedio provengono da affioramenti *vent facing* (situati su versanti orientati verso il centro eruttivo) mentre i campioni che rientrano nell'intervallo distale provengono da affioramenti *non vent facing* (opposti al centro eruttivo)

Nelle figure che seguono (4.10A e B) sono mostrati grafici di sorting vs mediana mettendo a confronto i dati di USAF e WGI nello stesso intervallo di distanza dal centro eruttivo. Gli intervalli di distanza sono gli stessi definiti precedentemente.

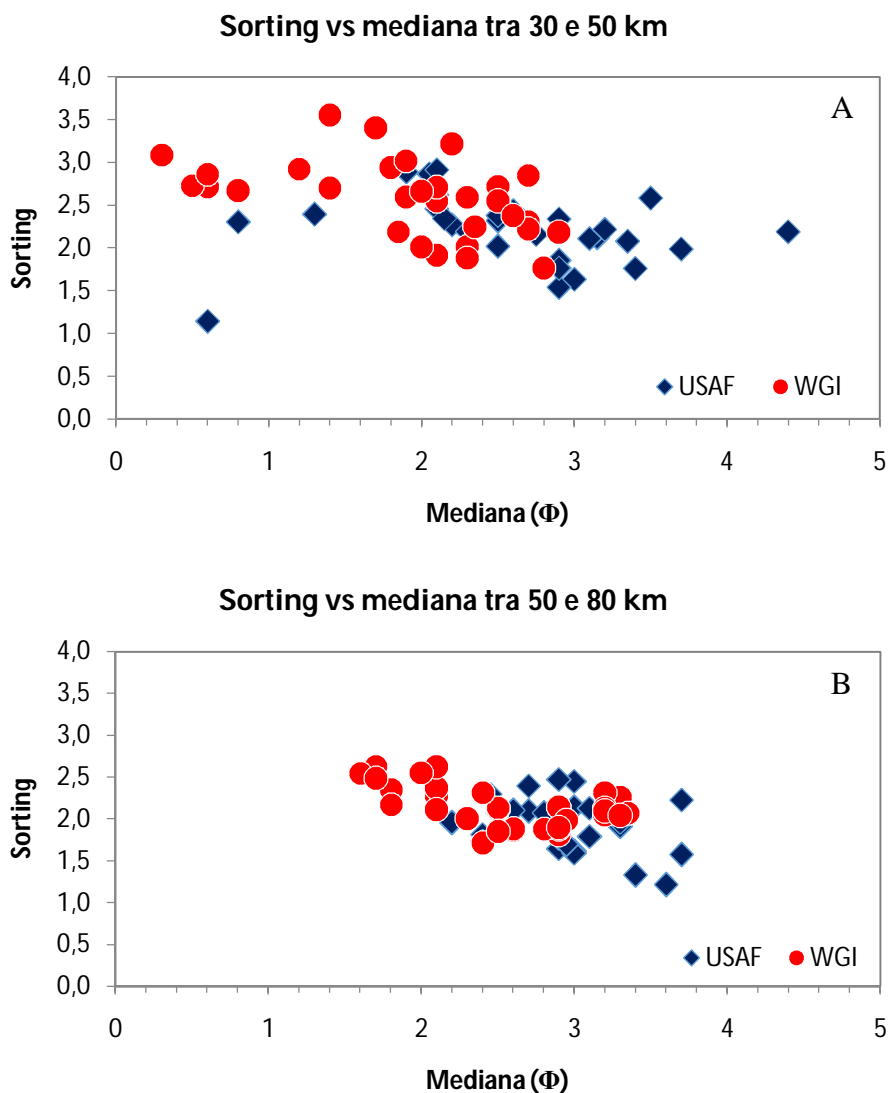


Fig. 4.10 Sorting vs mediana tra A) 30 e 50 km e B) tra 50 e 80 km di distanza dal centro eruttivo. In ogni grafico sono confrontati i dati di USAF e WGI nello stesso intervallo di distanza.

In entrambi gli intervalli di distanza, l'unità WGI risulta sempre mediamente più grossolana e leggermente peggio classata rispetto all'unità USAF. In aree intermedie (30 – 50 km), sia USAF che WGI coprono un ampio intervallo di valori della mediana mentre distalmente (50 – 80 km) l'intervallo di variazione diviene più ristretto e confinato verso granulometrie fini.

Dai dati esposti in questo paragrafo, si evince che, così come per il ground layer, la distanza di 50 km dal centro eruttivo può essere considerata come un limite che segna una variazione nelle caratteristiche sedimentologiche del deposito (principalmente nei depositi dell'unità WGI) che suggerisce in una variazione delle proprietà fisiche della corrente piroclastica (vedi capitoli successivi).

4.3 Variazioni con la quota s.l.m.

4.3.1 Il ground layer

Oltre che con la distanza, interessanti variazioni sono state osservate rispetto alla quota s.l.m. La quota degli affioramenti varia da poche decine di metri a circa 971 m s.l.m. in località Acqua Fidìa (sez. 23 in Fig. 2.2), un pianoro sul versante meridionale del massiccio di Monte Vergine. Al pari delle variazioni dei parametri rispetto alla distanza dal centro eruttivo, anche le variazioni rispetto all'altitudine mostrano, in quasi tutti i casi, un andamento non lineare rappresentato da una "spezzata".

La dimensione massima dei litici decresce con la quota s.l.m. (Fig. 4.11A) variando dai 30 ai 20 mm fino a 200 m s.l.m. a 4 mm a quasi 1000 m di quota. La variazione della dimensione dei litici è molto rapida fino a circa 300 m di quota per poi diminuire con un tasso molto minore. Mediamente, nell'intero intervallo, le dimensioni massime dei litici decrescono di 2,6 mm ogni 100 m di quota.

Le percentuali in peso di lapilli e cenere medio-grossolana mostrano variazioni del tutto simili a quelle osservate rispetto alla distanza. L'abbondanza di lapilli decresce all'aumentare della quota mentre, specularmente, l'abbondanza di cenere medio-grossolana aumenta (Fig. 4.11B). La quantità di lapilli varia dal 60-65 wt% alle quote più basse (circa tra 40 e 70 m s.l.m.) fino a solo 3 wt% a quasi 1000 s.l.m.. La quantità di cenere varia, nello stesso intervallo, dal 38 al 96 wt%. Questa osservazione risulta particolarmente importante per l'interpretazione dei meccanismi di trasporto e sedimentazione. Inoltre, così come per le dimensioni massime dei litici, il tasso di variazione appare più alto fino a 300 m s.l.m. e più basso oltre tale quota.

Le variazioni delle abbondanze granulometriche sono confermate dal decremento con la quota del rapporto lapilli/cenere (Fig. 4.11C).

Il sorting decresce linearmente (Fig. 4.12A) variando da circa 2 tra 40 e 70 m di quota a 0,9 a quasi 1000 m s.l.m.. La mediana aumenta (Fig. 4.12B) variando da -1,6 alle quote più basse a 0,6 a 1000 s.l.m. Anche la mediana mostra una variazione del tasso di crescita in corrispondenza dei 300 m di quota.

Dai grafici appare chiaro che la quota di 300 m s.l.m. rappresenta un limite di altitudine dove il tasso di variazione dei parametri presentati cambia repentinamente. Tale quota può essere considerata come un limite nello spessore della corrente piroclastica oltre il quale variano le condizioni relative alla capacità di sostegno dei clasti. Esse si riflettono in

variazioni delle abbondanze granulometriche, della mediana e del sorting dei campioni con la quota s.l.m..

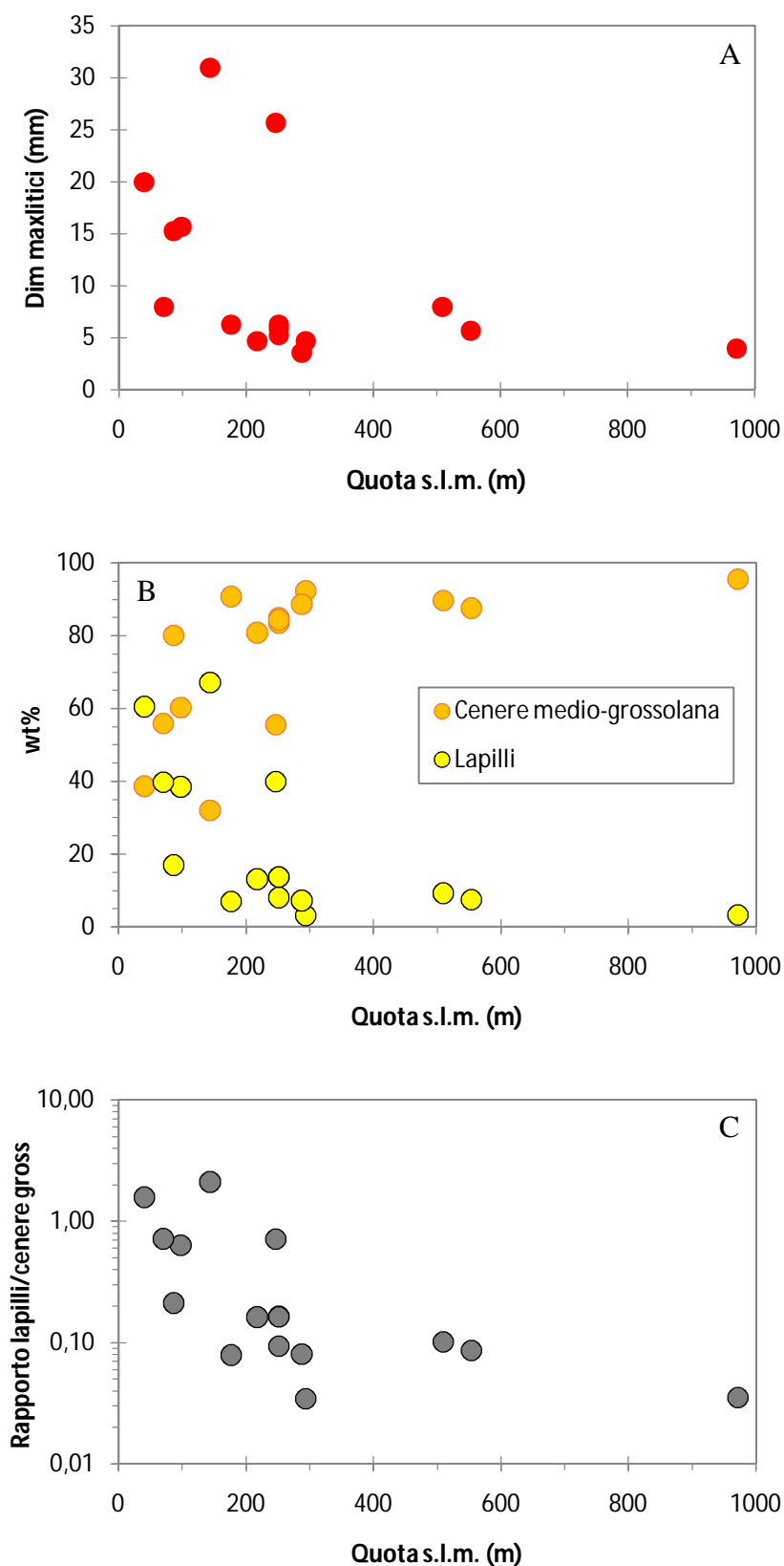


Fig. 4.11 Variazione della dimensione massima dei litici (A), della percentuale in peso di lapilli e cenere medio-grossolana (B) e del rapporto lapilli/cenere (C) rispetto alla quota s.l.m.

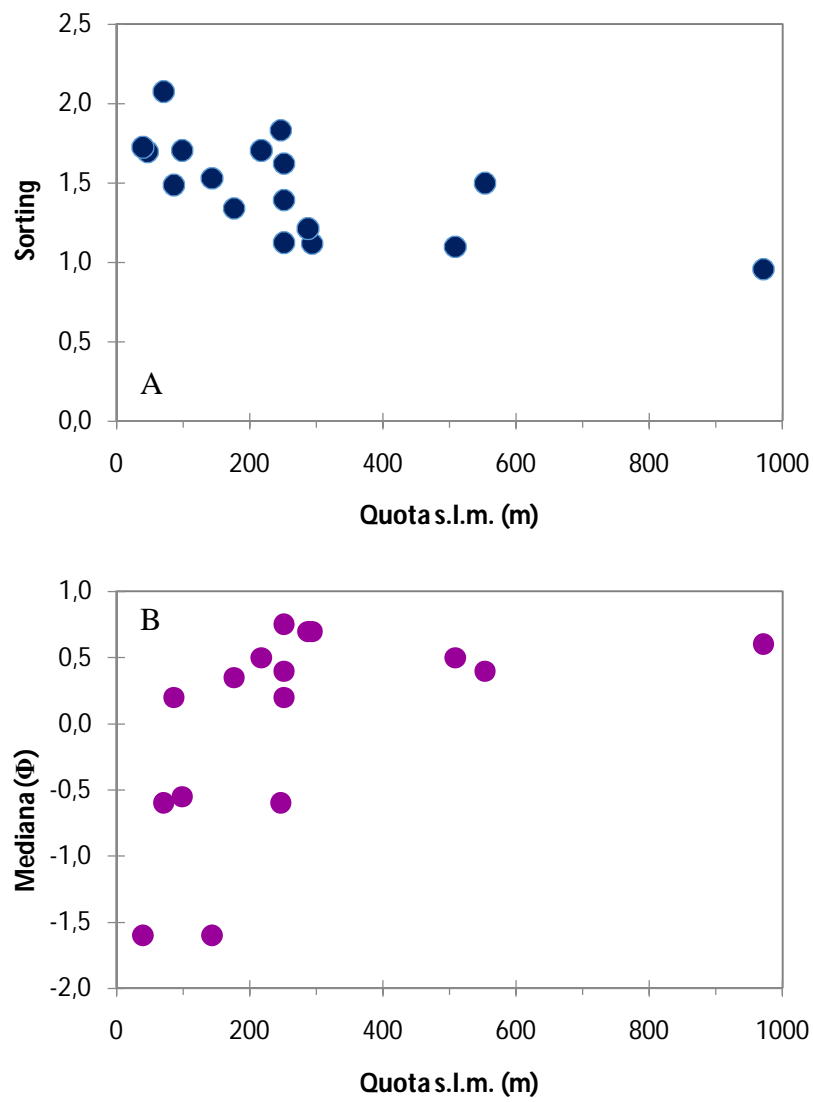


Fig. 4.12 Variazione del sorting (A) e della mediana (B) con la quota sul livello del mare.

4.3.2 Unità USAF e WGI

La quota degli affioramenti varia da poche decine di metri a quasi 1000 m s.l.m. per USAF e fino a quasi 600 m s.l.m. per WGI.

Due intervalli di quota s.l.m. sembrano influenzare le variazioni del sorting e della mediana (Fig. 4.13A e B) principalmente nell'unità WGI. La quota che segna la transizione appare essere 300 m s.l.m..

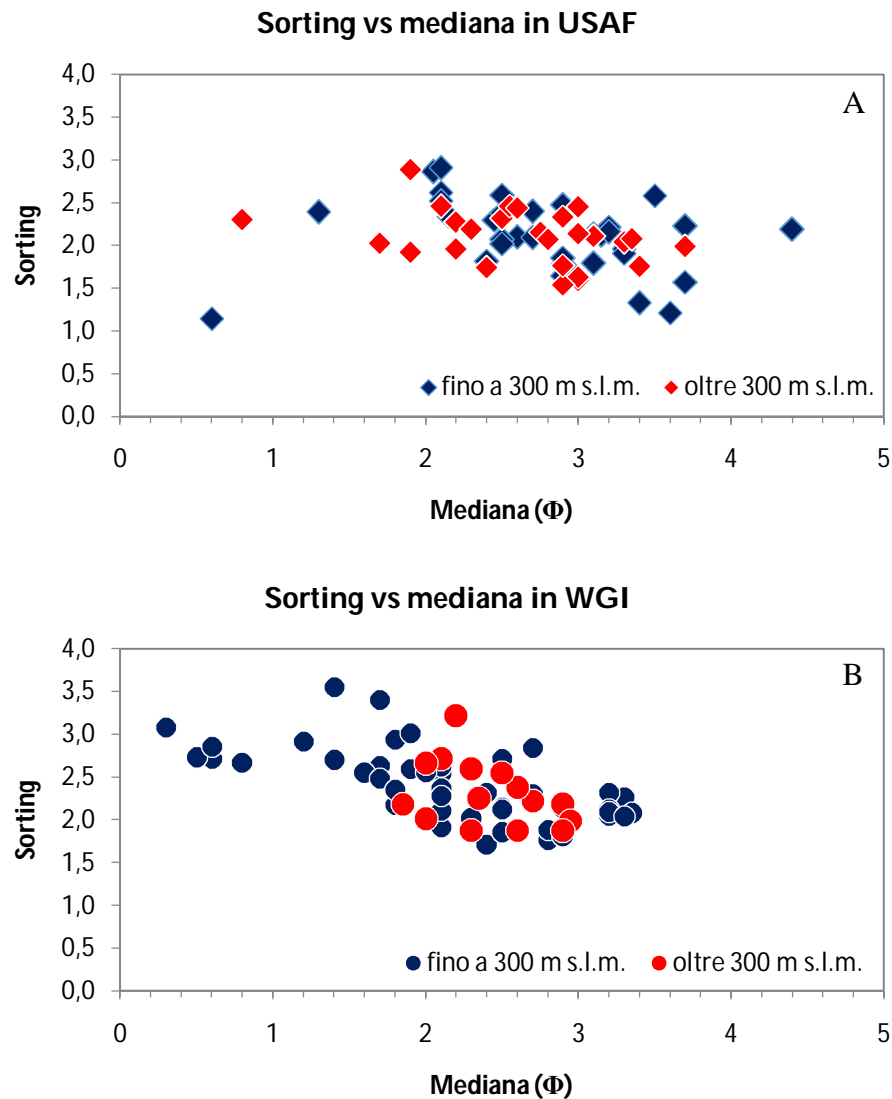


Fig. 4.13 Sorting vs mediana in A) USAF e B) WGI in base alla quota sul livello del mare.

In USAF (Fig. 4.14A) la quota s.l.m. non sembra essere un fattore discriminante. I campi dettati dal limite di 300 m s.l.m. si sovrappongono nettamente non lasciando individuare un andamento particolare. Gli stessi risultati sono stati ottenuti applicando diversi intervalli di altitudine.

In WGI (Fig. 4.14B), diversamente da USAF, la quota limite di 300 m s.l.m. sembra avere

influenza sul sorting e sulla mediana. Al di sotto di tale valore, la mediana varia in un ampio intervallo ($0,2 - 3,5\Phi$) mentre oltre i 300 m s.l.m., la mediana oscilla in un intervallo molto più ristretto ($1,8 - 3\Phi$) formando un cluster di dati ben definito. In tutti casi i campioni appaiono principalmente poco classati sebbene i campioni nell'intervallo oltre i 300 m s.l.m. appaiano leggermente meglio classati. In generale, i campioni di WGI oltre i 300 m s.l.m. sono sempre granulometricamente molto fini e mancano di una frazione grossolana che invece è presente nei campioni al di sotto di tale quota. Un simile andamento è stato precedentemente osservato in Fig. 4.9B in cui è mostrato il grafico sorting vs mediana in WGI considerando due intervalli di distanza (intermedio e distale) dal centro eruttivo.

In Fig. 4.15A e B sono mostrati i grafici sorting vs mediana per i due intervalli di altitudine considerati. In ogni grafico sono messi a confronto i dati di USAF e WGI nello stesso intervallo.

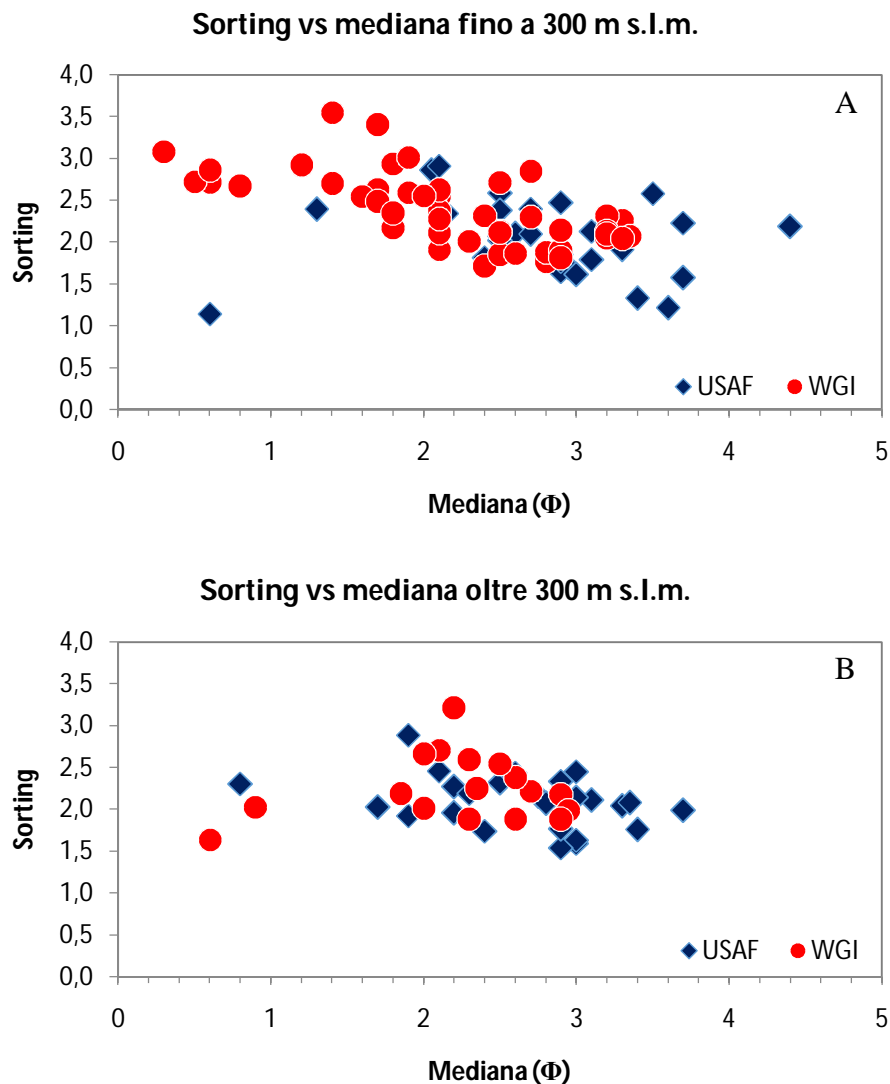


Fig. 4.15 Sorting vs mediana A) fino a 300 m s.l.m. e B) oltre 300 m s.l.m. In ogni grafico sono confrontati i dati di USAF e WGI nello stesso intervallo di altitudine.

Al di sotto dei 300 m s.l.m. (Fig. 4.15A), USAF appare mediamente più fine e meglio classato di WGI, sebbene esista una forte sovrapposizione dei campi. Oltre tale quota (Fig. 4.15B), non si osservano differenze tra i campi di USAF e WGI che si sovrappongono nettamente.

Dai dati si evince che USAF e WGI mostrano diversi comportamenti rispetto all'altitudine. USAF non sembra risentire della variazione della quota s.l.m.. Non si osservano variazioni significative nel rapporto tra sorting e mediana al variare dell'altitudine. Diversamente, l'unità WGI appare abbastanza influenzata dall'altitudine mostrando significative differenze considerando il limite di 300 m s.l.m..

4.4 Variazioni con l'azimuth

Al fine di evidenziare variazioni dei parametri sedimentologici correlati alla morfologia del territorio, determinati settori angolari intorno al centro eruttivo sono stati considerati. In generale, 39 sezioni stratigrafiche su 44 si trovano in un'area tra 0 e 150°N dal centro eruttivo. Il settore tra 150 e 320°N rappresenta l'area occupata dal mare mentre l'area tra 320 e 360° include 5 sezioni stratigrafiche.

Nella distinzione dei settori si è tenuto conto della distanza dal centro eruttivo dei principali ostacoli morfologici (rilievi montuosi) che la corrente piroclastica ha incontrato durante la sua espansione radiale dai Campi Flegrei. Si è inoltre tenuto conto di aree prevalentemente pianeggianti o occupate da rilievi di modesta altezza o estensione laterale.

La prima area (0 – 150°) è stata divisa in due settori in base ai criteri enunciati precedentemente mentre l'area tra 320 e 360° costituisce un settore a sé stante. I settori sono stati così divisi (Fig. 4.16):

- **Settore 1** (0 – 75°N): Questo settore comprende l'area tra Monte Maggiore, 40 km a nord dei Campi Flegrei e le prime propaggini occidentali dei rilievi del Gruppo del Partenio a E-NE dei Campi Flegrei. La morfologia si presenta prevalentemente pianeggiante con pochi rilievi di modesta altezza (fino a circa 500 m s.l.m.) a circa 30 km dai Campi Flegrei. Il primo ostacolo morfologico rilevante in questo settore è il massiccio del Taburno-Camposauro (circa 1400 m s.l.m.) a 45 km di distanza, a NE dei Campi Flegrei. Sebbene Monte Maggiore con i suoi quasi 1000 m s.l.m. rientri pienamente in questo settore angolare, la sua presenza non influenza i dati. Gli affioramenti (Triflisco e Pontelatone) prossimi a questo rilievo montuoso sono ubicati alle falde del suo versante meridionale, orientato verso il centro eruttivo.
- **Settore 2** (75 – 150°N): Questo settore comprende l'area tra il Gruppo del Partenio e i Monti Lattari. Rappresenta un'ampia area montuosa con rilievi > 1000 m e fino a 1500 m. A E-NE le prime propaggini sud-occidentali del Partenio si trovano a circa 37 km dai Campi Flegrei mentre a SE i Monti Lattari distano 35 km. Più distanti, in direzione E a circa 60 km dai Campi Flegrei si trovano i primi versanti dei Monti Picentini con rilievi fino a circa 1800 m. In questo settore gli affioramenti studiati si trovano a ridosso dei versanti o alle spalle dei rilievi.
- **Settore 3** (320 – 360°N) È il meno ampio tra i settori. Comprende il Monte Massico (circa 700m s.l.m.) tra 35 e 39 km dai Campi Flegrei e il vulcano Roccamonfina (circa 800 m s.l.m.) a circa 45 km.

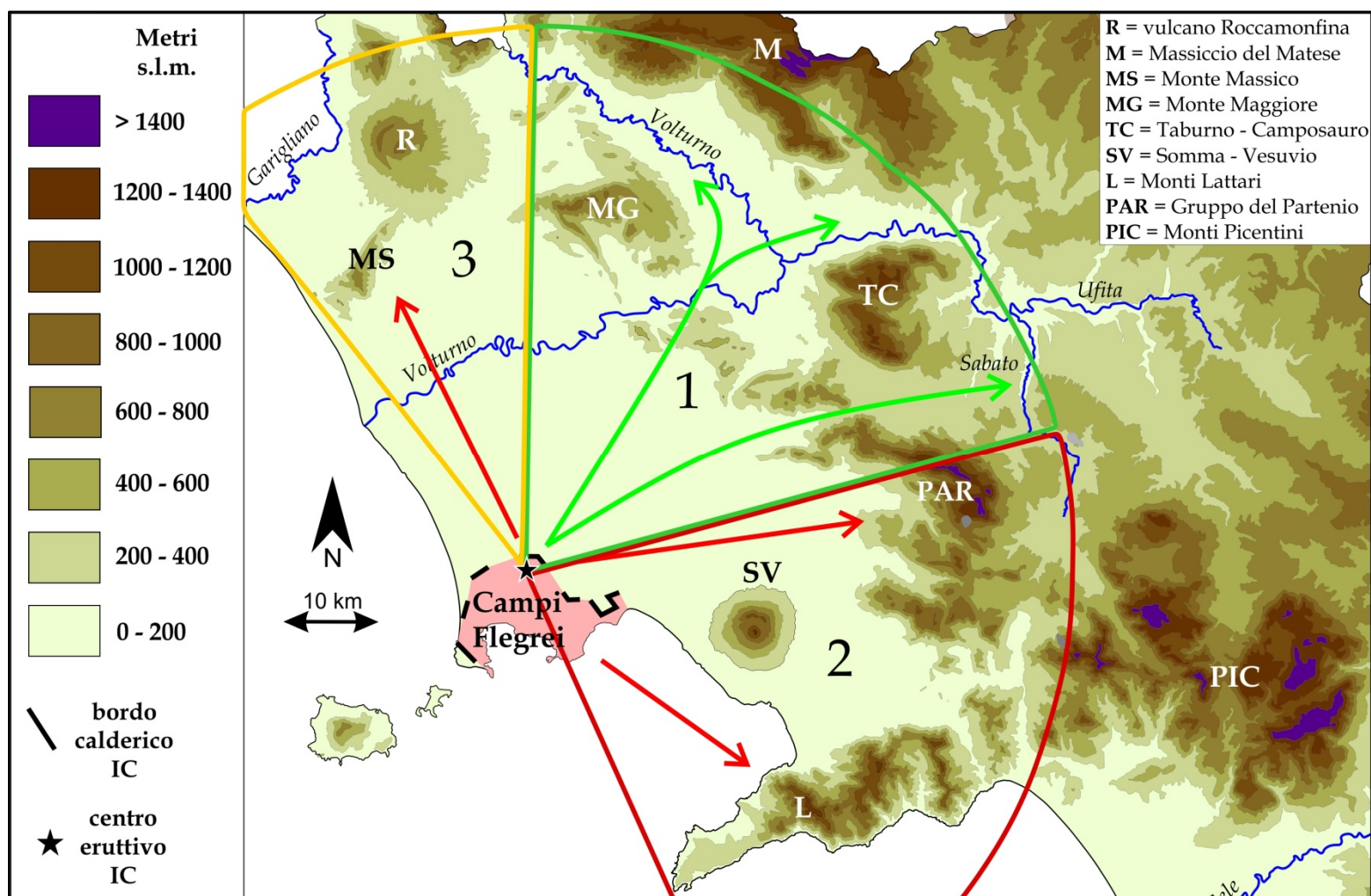


Fig. 4.16 Orografia della regione Campania. Le frecce indicano la direzione del sistema di trasporto della corrente piroclastica radiale rispetto ai Campi Flegrei: Le frecce verdi indicano direzioni di flusso su aree pianeggianti o caratterizzate da rilievi di modesta altezza. La corrente piroclastica poteva scorrere al suolo per lunghe distanze senza incontrare notevoli ostacoli morfologici; le frecce rosse indicano direzioni di flusso lungo le quali rilievi di notevole altezza hanno funto da ostacolo allo scorrimento della corrente entro 30-35 km dal centro eruttivo. I settori angolari sono indicati da numeri e colori differenti: Settore 1 (contorno verde), settore 2 (contorno rosso), settore 3 (contorno arancione). Le caratteristiche morfologiche dei settori e i criteri con cui sono stati scelti sono riportati nel testo.

In Fig. 4.17A e B sono mostrati i grafici sorting vs mediana per USAF e WGI in relazione all'azimuth.

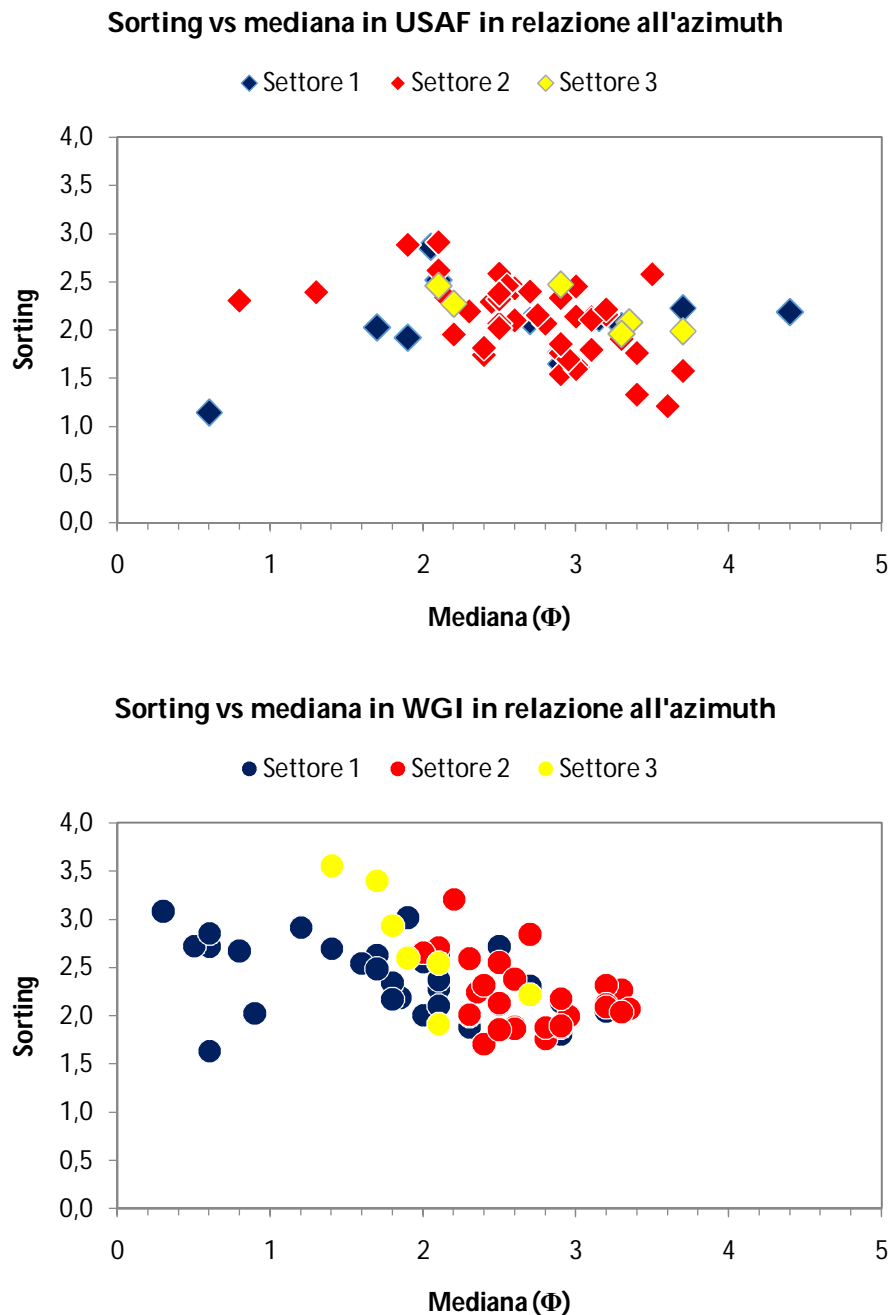


Fig. 4.17 Sorting vs mediana in A) USAF e B) WGI in relazione all'azimuth. I settori sono indicati nel testo.

In USAF (Fig. 4.17A) i dati dei tre settori non mostrano campi definiti. I settori si sovrappongono e coprono un ampio intervallo di mediana e sorting. Non è possibile distinguere variazioni significative. In WGI (Fig. 4.17B), viceversa, i settori 1 e 2 mostrano dei campi di dati abbastanza nettamente definiti. I campioni del settore 1 ($0 - 75^\circ\text{N}$) risultano più grossolani (mediana tra 0 e $2,5\Phi$) rispetto ai campioni del settore 2 ($75 - 150^\circ\text{N}$) che

formano un cluster in cui la mediana varia tra 2 e 3,5 Φ . Il sorting non sembra variare significativamente tra i due campi sebbene i campioni del settore 2 sembrano tendenzialmente meglio classati. I dati del settore 3 appaiono sparsi, coprendo un ampio intervallo di sorting. Si posizionano tra i campi del settore 1 e 2.

Dai dati si può ipotizzare che le correnti piroclastiche che hanno prodotto USAF e WGI siano state diversamente influenzate dalla morfologia del territorio. Gli ostacoli morfologici hanno contribuito a dettare le caratteristiche del deposito durante la sedimentazione dell'unità WGI. In contesti pianeggianti o con morfologia poco articolata o con rilievi distanti dal centro eruttivo, WGI mostra granulometrie tendenzialmente più grossolane dettate dalla capacità della corrente piroclastica di scorrere quasi indisturbata mentre in contesti morfologicamente molto articolati, i depositi sono mediamente più fini probabilmente per l'effetto di blocco e di disturbo sul moto della corrente esercitato dai rilievi.

L'unità USAF, al contrario, sembra poco o nulla influenzata dalla morfologia mostrando, indipendentemente dal contesto, una grande variabilità.

4.5 Riepilogo

I dati presentati in questo capitolo possono essere così riassunti:

- Le analisi granulometriche effettuate su 155 campioni prelevati in tutte le unità dell'IC (eccetto LYT) hanno permesso di definire i caratteri sedimentologici dei depositi. L'unità WGI risulta mediamente più grossolana e meglio classata di USAF. I campioni di WGI appaiono quasi sempre poco classati mentre i campioni di USAF variano da ben classati a poco classati. Tutte le unità sono arricchite in frazione fine (eccetto i livelli depleti in fini). L'abbondanza di cenere fine è maggiore in USAF.
- I campioni di ground layer sono fortemente impoveriti in frazione fine e variano da molto ben classati a ben classati. Il sorting, la mediana, il contenuto di lapilli e cenere grossolana e le dimensioni massime dei litici mostrano variazioni sistematiche con la distanza dal centro eruttivo e la quota s.l.m. Le variazioni non sono lineari. La distanza di 50 km dal centro eruttivo e la quota di 250-300 m s.l.m. sembrano essere dei limiti oltre i quali il tasso di incremento o decremento dei parametri cambia.
- Gli stessi limiti di distanza dal centro eruttivo e di quota s.l.m. sono stati individuati osservando la relazione tra sorting e mediana in USAF e WGI. In WGI, i campioni distali (>50 km) e posti a quote >300 m s.l.m. appaiono mediamente meglio classati e più fini. Questo trend è molto meno evidente in USAF.
- L'influenza della morfologia sulle caratteristiche del deposito è stata investigata definendo diversi settori intorno al centro eruttivo (variazioni con l'azimuth) aventi caratteristiche morfologiche differenti. I depositi dell'unità WGI sono risultati molto influenzati dalla morfologia del territorio a differenza dell'unità USAF che sembra aver risentito poco dell'articolazione del substrato a scala regionale.

5

Analisi chimiche, densità dei clasti e analisi dei componenti.

5.1 Introduzione

Analisi dei componenti sono state effettuate su tutti i campioni setacciati (155) nell'intervallo granulometrico da -5 a 3 Φ (32 – 0,125 mm) al fine di evidenziare le variazioni verticali e laterali dell'abbondanza delle frazioni juvenili, litiche e cristalline presenti. La frazione tra -5 e -1 Φ (32 – 2 mm) è stata separata manualmente, mentre la frazione tra 0 e 3 Φ (1 – 0,125 mm) è stata analizzata tramite microscopio binoculare discriminando e contando almeno 500 clasti per ogni classe granulometrica. I valori di densità media degli juvenili in base alla granulometria e dei litici (presentati e discussi nel prossimo paragrafo) sono stati utilizzati per la conversione delle percentuali numeriche (clasti contati) in percentuale in peso. Per i cristalli è stato utilizzato un valore di densità di 2,5 g/cm³.

A causa dell'elevato grado di saldatura della facies a scorie di WGI e della litificazione dell'unità LYT non è stato possibile prelevare campioni adatti per analisi sedimentologiche, pertanto sono state fatte solo valutazioni qualitative direttamente in campo. L'unità LYT è considerata come il prodotto del processo di zeolitizzazione della parte alta di WGI (Cappelletti et al., 2003) pertanto si può assumere che i componenti nelle due unità siano gli stessi.

Gli juvenili osservati nei campioni delle facies incoerenti (USAF e CPF) o nelle porzioni poco saldate di WGI, sono formati quasi interamente da pomici porfiriche, variabili in colore da grigio chiaro a grigio scuro, da arrotondate a sub-arrotondate, altamente vescicolate. Sono state riscontrate rare scorie, con dimensioni di lapilli fini-cenere grossolana,. Sono stati osservati frammenti di ossidiana principalmente nelle frazioni analizzate al microscopio. Le scorie della facies saldata si presentano porfiriche, di colore grigio molto scuro, da arrotondate a sub-arrotondate, moderatamente vescicolate, talvolta appiattite. Il grado di appiattimento appare variabile sebbene, in generale, non sia molto intenso. Solo in alcuni casi è tale da produrre fiamme, osservabili in affioramenti fino a circa 30 – 35 km dal centro eruttivo (e.g. Piano di Sorrento, S. Angelo in Formis). Shards (in alcuni casi molto abbondanti) da planari a cuspidate sono state osservate al microscopio.

I litici sono rappresentati, nella quasi totalità, da lave talvolta alterate. Subordinatamente, sono presenti frammenti millimetrici di calcare, principalmente nei campioni prelevati a

ridosso dei rilievi carbonatici della Piana Campana (presi in carico localmente dalla corrente), e frammenti di tufo aventi dimensione dai lapilli grossolani ai blocchi, di colore grigio chiaro (osservati principalmente nell'unità CPF e raramente nell'unità WGI).

I cristalli liberi sono rappresentati quasi esclusivamente da K-feldspato (sanidino) e estremamente subordinati biotite, pirosseno e plagioclasio (così come per la Breccia Museo, Perrotta and Scarpati, 1994).

Frammenti di legno carbonizzato sono stati osservati in tutte le unità dell'IC (eccetto CPF).

Nelle prossime sezioni verranno presentati i dati relativi alle analisi chimiche di campioni selezionati nelle unità dell'ICe (PPF, USAF, WGI e CPF) e alle misure di densità dei clasti. ed in seguito le abbondanze dei componenti nelle varie unità e le loro variazioni con la distanza dal centro eruttivo, la quota sul livello del mare e l'azimuth.

Seguendo l'approccio proposto da Williams et al. (2013), che hanno definito il comportamento della corrente piroclastica che ha generato il Tufo Verde di Pantelleria sulla base della zonazione composizionale riscontrata nel deposito, sono state eseguite analisi chimiche, tramite X-Ray Fluorescence (XRF), di campioni selezionati nelle varie unità dell'IC. E' importante sottolineare che i dati chimici presentati in questo capitolo sono stati usati quali traccianti per ricostruire l'evoluzione spaziale e temporale della corrente piroclastica e non per derivare i processi magmatici che hanno operato prima e durante quest'eruzione.

Le abbondanze dei componenti (pomici, litici e cristalli) di tutti i 155 campioni sono riportate in Appendice 1

5.2 Densità dei clasti

Misure di densità sono state effettuate su circa 500 clasti juvenili (pomici e scorie), provenienti da tutte le unità dell'IC, nell'intervallo granulometrico da -6 a -1Φ e sulla frazione $>4\Phi$ (fondo). La densità delle classi da 0 a 4Φ è stata ottenuta tramite interpolazione polinomiale. Per ogni classe granulometrica è stata misurata la densità di almeno 25 - 30 clasti scelti casualmente. Le pomici sono state selezionate da campioni, prelevati in facies incoerenti, precedentemente essiccati in forno per 24 ore a 110°C e setacciati. Una diversa procedura si è resa necessaria per la misura della densità delle scorie a causa della costante ed intensa saldatura della facies scoriacea dell'IC che rende impossibile la setacciatura. Scorie grossolane sono state estratte dal deposito ignimbrico e, successivamente, essiccate, meccanicamente frantumate e setacciate in laboratorio (come suggerito da Rosi et al., 1999).

I clasti scelti, sia pomici che scorie, sono stati pesati, impermeabilizzati tramite un protettivo ceroso spray e nuovamente essiccati e pesati. La differenza tra le masse, prima e dopo l'impermeabilizzazione, è inferiore al 3%. La densità è stata misurata tramite picnometro da 500 ml a bocca larga per i clasti fino a -3Φ e tramite picnometro da 50 ml per i clasti appartenenti alle classi -2 e -1Φ e la frazione $>4\Phi$. Per quest'ultima frazione, sono stati usati circa 4 grammi di materiale per ogni misurazione. La densità stimata per ogni classe granulometrica tra -6 e -1Φ rappresenta un valore medio derivante dalla media aritmetica delle densità di tutti i clasti analizzati in un dato intervallo granulometrico.

La densità misurata della frazione $>4\Phi$, considerata come densità DRE (dense rock equivalent) ed utilizzata per calcolare l'indice di vescicolazione come proposto da Houghton e Wilson (1989), è di $2,45 \pm 0,15 \text{ g/cm}^3$. Tale densità deriva dalla media di circa 130 misurazioni fatte su altrettanti campioni (eccetto campioni di ground layer). Essa è di poco superiore a quella misurata da Rosi et al. (1999) per il deposito pliniano da caduta dell'ICe ($2,41 \text{ g/cm}^3$).

In Fig. 5.1 è mostrata la variazione della densità (misurata ed interpolata) degli juvenili in tutte le unità dell'IC in base alla granulometria. Per l'unità WGI sono presentate due curve relative alle densità di pomici e scorie. Per i valori misurati sono anche riportate le barre di errore espresse come deviazione standard. In Fig. 5.2A è invece mostrato un confronto tra i valori di densità degli juvenili delle differenti unità dell'IC considerando solo le classi granulometriche in cui essa è stata misurata (da -6 a -1Φ) mentre in Fig. 5.2B è mostrato un confronto tra la vescicolazione degli juvenili nelle stesse unità e nello stesso intervallo granulometrico. Nella Tab. 5.1 è riportato un quadro riassuntivo dei valori di densità, deviazione standard e vescicolazione degli juvenili (pomici e scorie) dell'IC.

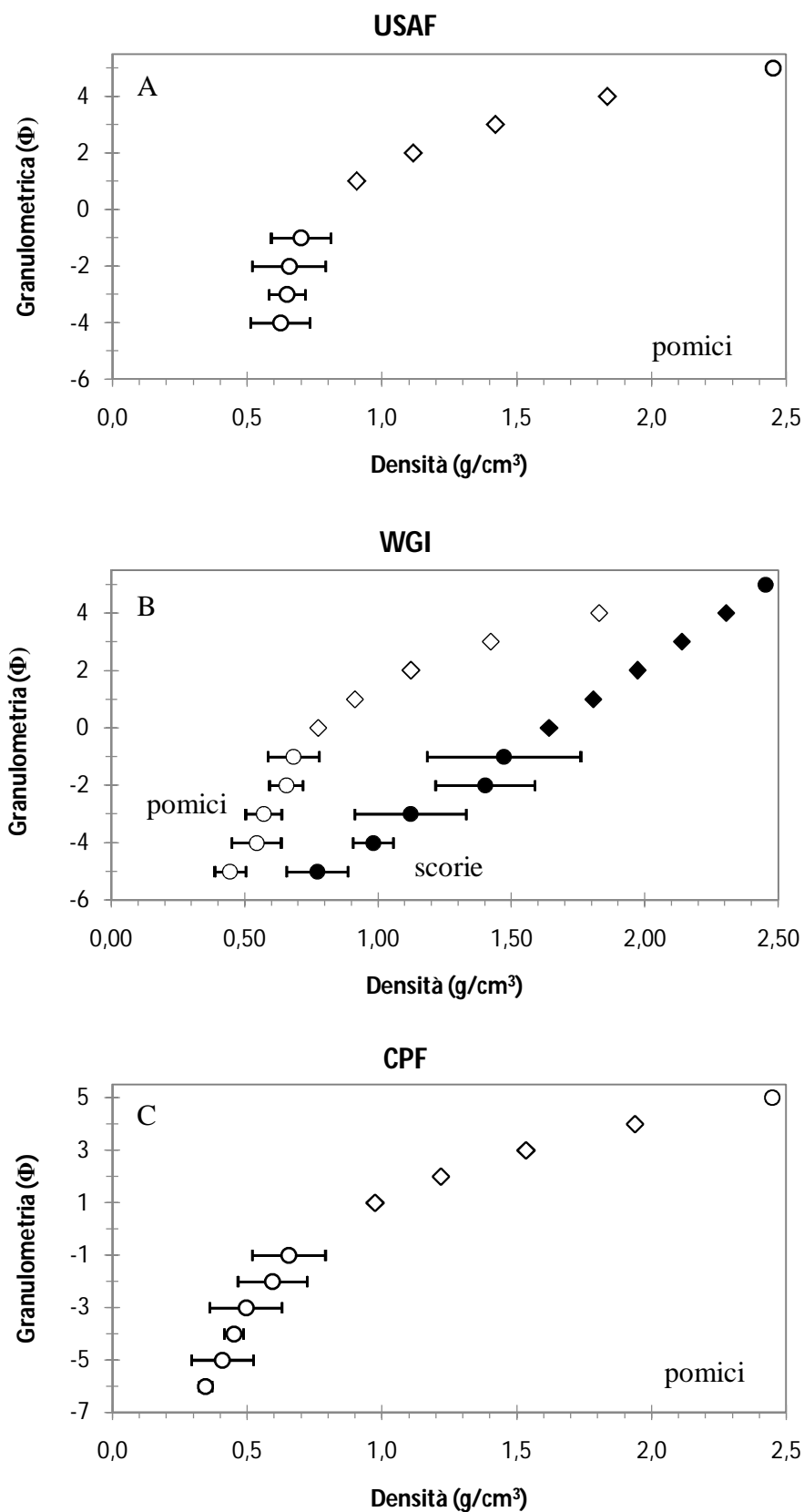


Fig. 5.1 Variazione della densità in base alla granulometria degli juvenili delle diverse unità dell'IC. Per l'unità WGI sono riportate due curve rappresentative della densità di pomice e scorie. Le barre orizzontali rappresentano la deviazione standard. Punti (densità misurata), rombi (interpolazione polinomiale).

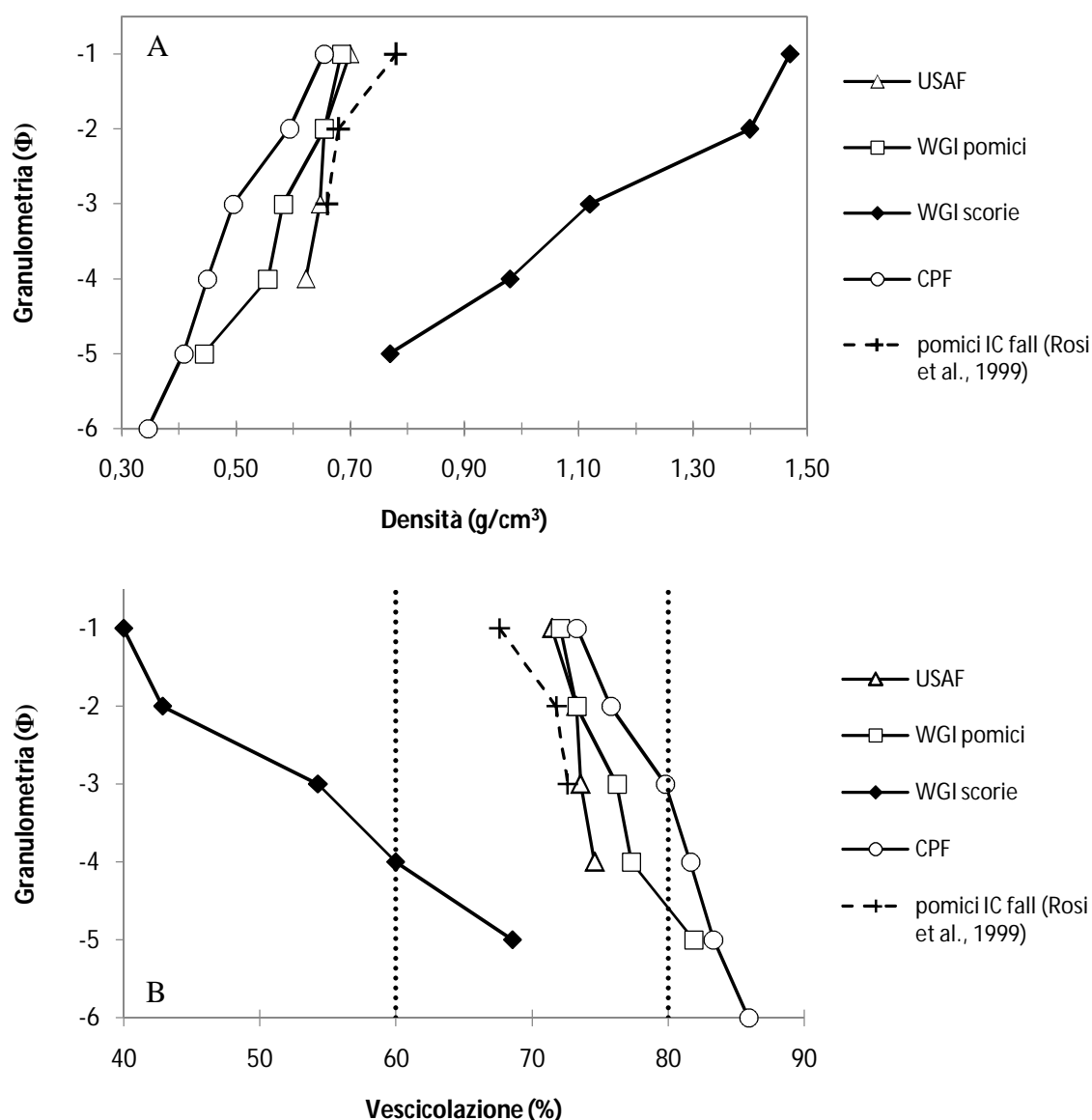


Fig. 5.2 Variazione della densità media (A) e della vescicolazione (B) con la granulometria nelle diverse unità dell'IC messe a confronto. Sono riportati i valori di densità e vescicolazione dei clasti ≥ 2 mm (-1Φ) che rappresentano la parte misurata (la densità dei clasti < 2 mm è stata interpolata). La vescicolazione è calcolata come proposto da Houghton e Wilson (1989) utilizzando una densità DRE misurata di 2,45 g/cm³. Sono inoltre riportati i valori di densità delle pomice del deposito pliniano da caduta dell'ICe riportati nella Tab. 1 di Rosi et al. (1999). La vescicolazione delle pomice da caduta è stata calcolata utilizzando il valore di densità DRE 2,41 g/cm³ misurato da Rosi et al. (1999). Le linee puntinate dividono gli intervalli di vescicolazione proposti da Houghton and Wilson (1989): vescicolazione moderata (40-60%), vescicolazione alta (60-80%), vescicolazione molto alta o estrema (> 80%).

La densità delle pomice dell'IC mostra delle significative differenze tra le varie unità (Fig. 5.3A). La densità misurata va da 0,62 a 0,70 g/cm³ in USAF, da 0,44 a 0,68 g/cm³ in WGI e da 0,35 a 0,65 g/cm³ in CPF. A parità di dimensioni dei clasti, la densità diminuisce con l'altezza stratigrafica, passando dall'unità basale USAF all'unità sommitale CPF. Questo andamento è ulteriormente confermato se si considera anche la densità delle pomice del deposito pliniano da caduta alla base della sequenza di depositi da corrente piroclastica. Se,

per esempio, consideriamo la classe granulometrica -3Φ (la prima classe comune a tutte le unità nel grafico in Fig. 5.2A) si nota come la densità passi da $0,66 \text{ g/cm}^3$ nel deposito da caduta a $0,65 \text{ g/cm}^3$ in USAF a $0,58 \text{ g/cm}^3$ in WGI fino a $0,50 \text{ g/cm}^3$ in CPF. Tale decremento con l'altezza è comune in tutte le classi granulometriche. Il valore di densità più basso nelle pomici dell'IC ($0,35 \text{ g/cm}^3$) si raggiunge nella classe -6Φ nell'unità CPF. Le scorie, presenti solo nell'unità WGI, si distinguono nettamente per una maggiore densità che aumenta al diminuire della granulometria come per le pomici. La densità misurata va da $0,77$ a $1,47 \text{ g/cm}^3$ (dal 47 al 57% più dense rispetto alle pomici di WGI nello stesso intervallo granulometrico).

La variazione della densità media degli juvenili nelle varie unità dell'IC si riflette in una variazione spulare della vescicolazione la quale mostra un incremento con l'altezza stratigrafica a parità di dimensione dei clasti (Fig. 5.2B). L'indice di vescicolazione medio delle pomici varia dal 70 a 85%. Secondo lo schema classificativo di Houghton e Wilson (1989), le pomici dell'IC ricadono principalmente nel campo di alta vescicolazione ed in minima parte (classi -6 , -5 e -4Φ di CPF e la classe -5Φ di WGI) nel campo di vescicolazione molto alta.

Diversamente, le scorie, aventi una vescicolazione tra il 40 e 60%, ricadono quasi interamente nel campo di vescicolazione moderata.

Misure di densità sono state fatte anche sulle principali litologie litiche (Fig. 5.3) osservate nell'IC: clasti lavici presenti in tutte le unità e che rappresentano la quasi totalità dei litici nei depositi medio-distali dell'IC e frammenti di tufo, fino alla dimensione dei blocchi, particolarmente abbondanti nell'unità CPF.

La misura della densità dei litici lavici è stata effettuata su clasti provenienti da campioni di ground layer a causa dell'elevata quantità di frammenti lavici tipica di questo livello.

La densità media delle lave è di $2,44 \text{ g/cm}^3$, con valori minimo e massimo di $2,24$ e $2,87 \text{ g/cm}^3$, rispettivamente. I frammenti di tufo prelevati nell'unità CPF mostrano una densità molto vicina a quella delle pomici che tipicamente sono meno dense dell'acqua (Whitham e Sparks, 1986). La maggior parte dei litici tufacei misurati ha densità $< 1 \text{ g/cm}^3$. La densità media è di $0,88 \text{ g/cm}^3$ con valori minimo e massimo, rispettivamente di $0,71$ e $1,13 \text{ g/cm}^3$.

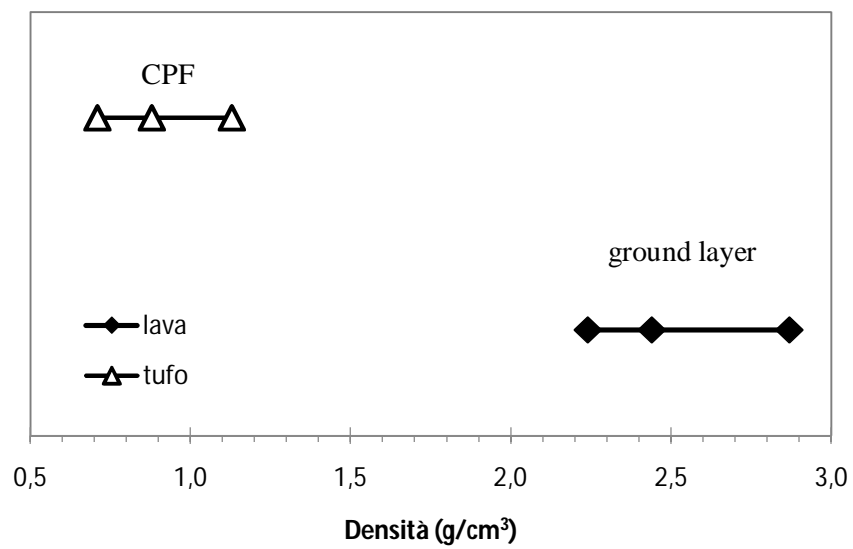


Fig. 5.3 Valori di densità (minimo, medio e massimo) dei litici maggiormente osservati nell'IC.

Tab. 5.1 Densità e vescicolazione degli juvenili nelle diverse unità dell'IC in base alla granulometria. Per le classi granulometriche in cui la densità è stata misurata (da -6 a -1Φ) è indicata la deviazione standard.

Granulom.		Metodo stima densità	Densità (g/cm ³) e vescicolazione (%) degli juvenili											
Φ	mm		USAF pomici			WGI						CPF pomici		
			dens.	dev. st.	vescic.*	dens.	dev. st.	vescic.*	dens.	scorie dev. st.	vescic.*	dens.	dev. st.	vescic.*
-6	64	a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,02	85,9
-5	32	a	-	-	-	0,44	0,06	81,9	0,77	0,12	68,6	0,41	0,12	83,3
-4	16	a	0,62	0,11	74,6	0,54	0,09	77,8	0,98	0,08	60,0	0,45	0,04	81,6
-3	8	a	0,65	0,07	73,6	0,57	0,07	76,8	1,12	0,21	54,3	0,50	0,13	79,8
-2	4	a	0,66	0,14	73,3	0,65	0,06	73,3	1,40	0,18	42,9	0,59	0,13	75,8
-1	2	a	0,70	0,11	71,5	0,68	0,10	72,2	1,47	0,29	40,0	0,65	0,14	73,3
0	1	b	0,77	-	68,4	0,78	-	68,4	1,64	-	33,0	0,80	-	67,6
1	0,50	b	0,91	-	63,0	0,91	-	62,7	1,81	-	26,2	0,98	-	60,2
2	0,25	b	1,12	-	54,4	1,12	-	54,1	1,97	-	19,5	1,22	-	50,2
3	0,125	b	1,42	-	42,0	1,42	-	41,9	2,14	-	12,7	1,54	-	37,3
4	0,063	b	1,84	-	25,0	1,83	-	25,4	2,30	-	5,9	1,94	-	20,9
5	<0,063	a	2,45	-	0,0	2,45	-	0,0	2,45	-	0,0	2,45	-	0,0

a = misurata

b = interpolazione polinomiale

* Indice di vescicolazione = ((densità DRE - densità clasto)/densità DRE)*100 (Houghton e Wilson, 1989)

5.3 Considerazioni generali sull'abbondanza dei componenti

Le abbondanze dei componenti (pomici, litici e cristalli) nelle diverse unità dell'IC sono mostrate nei diagrammi triangolari in Fig. 5.4. I campioni di ground layer, sebbene siano parte integrante dell'unità USAF, sono stati diagrammati con un simbolo diverso a causa delle caratteristiche peculiari di questo orizzonte basale. Le percentuali delle abbondanze dei componenti sono rappresentative dei campioni in toto (tutte le classi granulometriche). L'analisi al microscopio ha evidenziato che il contenuto in litici e cristalli nella frazione fine ($2 - 3\Phi$) decresce drasticamente in quasi tutti i campioni, pertanto è stato assunto che la frazione più fine di 3Φ (indifferenziata) sia interamente composta da juvenili. Al contrario, le abbondanze dei componenti dei campioni dei livelli depleti in fini (ground layers, pods e pipe) sono stati ricalcolati a 100. Per questi campioni, anche dopo il ricalcolo a 100, le abbondanze non variano significativamente a causa della bassissima quantità di frazione fine presente, pertanto l'errore è assolutamente trascurabile.

Nelle unità USAF e WGI esiste una netta prevalenza degli juvenili (pomici). Il contenuto medio di pomici in USAF è del 86 wt% con un valore minimo e massimo, rispettivamente, del 55 e 98 wt%. Il contenuto medio di pomici in WGI è del 79 wt%, con un valore minimo e massimo, rispettivamente, del 48 e 94 wt%. Anche il contenuto medio di litici risulta essere molto simile, attestandosi sul 10 wt% in USAF (con valori minimo e massimo rispettivamente di 1,2 e 38 wt%) e 12 wt% in WGI (con valori minimo e massimo rispettivamente di 1,8 e 34 wt%). La differenza sostanziale tra le due unità è data dal contenuto medio in cristalli che in WGI risulta essere più del doppio di USAF. 4 wt% (con valori minimo e massimo, rispettivamente, di 0,25 e 11 wt%) in USAF mentre in WGI è di 9 wt% (con valori minimo e massimo, rispettivamente, di 2,4 e 19 wt%). L'unità CPF presenta delle abbondanze molto simili a quelle di WGI. Il contenuto medio di pomici, litici e cristalli in CPF è, rispettivamente, 80,6, 10,7 e 8,7 wt%.

I campioni dei livelli depleti in fini sono particolarmente arricchiti in litici e cristalli e, conseguentemente, impoveriti in juvenili. I campioni di ground layer hanno un contenuto medio in litici del 56 wt% con valori minimo e massimo, rispettivamente di 38 e 73 wt%. Il contenuto medio in cristalli è del 25 wt% con valori minimo e massimo, rispettivamente di 13 e 52 wt%. Il valore medio degli juvenili è del 18 wt%. I campioni dei pod e della pipe presentano abbondanze dei componenti assolutamente simili a quelle dei campioni di ground layer.

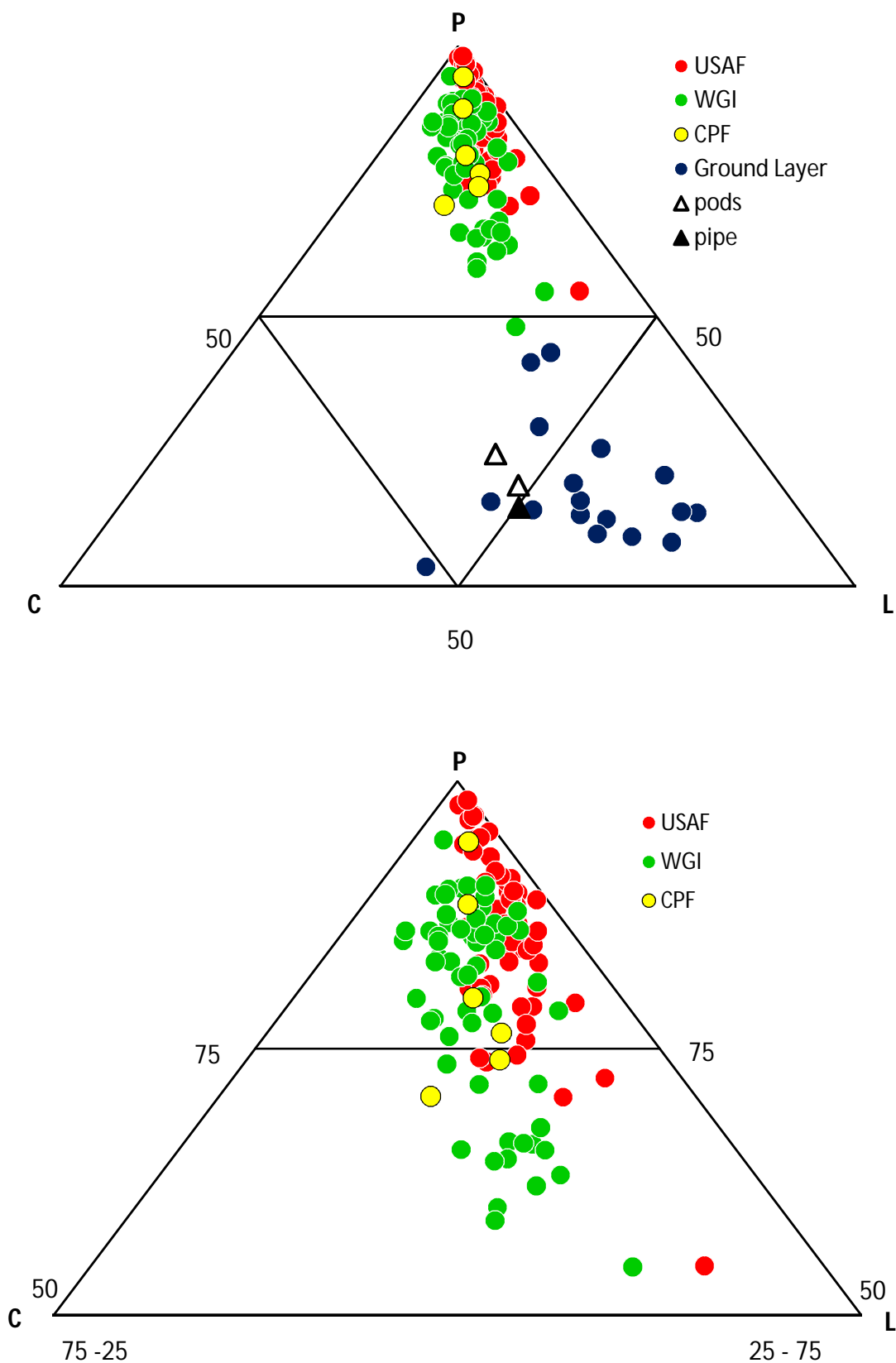


Fig. 5.4 Diagrammi triangolari delle abbondanze relative di pomici (P), litici (L) e cristalli (C) nei campioni di tutte le unità medio-distali dell'IC. Nel diagramma in alto, sono mostrate anche le abbondanze dei livelli depleti in fini distinti in ground layers, pods e pipes. In basso, un ingrandimento della sezione con $P > 50\text{wt}\%$ per discriminare tra i campioni che sono parzialmente sovrapposti.

5.4 Variazione delle abbondanze dei componenti con la distanza dal centro eruttivo

5.4.1 Il ground layer

Al pari dei dati granulometrici, anche le abbondanze dei componenti dei campioni del ground layer mostrano variazioni sistematiche con la distanza (Fig. 5.5). I litici decrescono linearmente con la distanza, variando da 73 wt% in aree più prossime alla sorgente (30 km) a 40 wt% distalmente (70 km). Specularmente, l'abbondanza di pomici aumenta con la distanza passando, nello stesso intervallo spaziale, da 13 a 43 wt%. Come conseguenza di tali variazioni, il rapporto litici/pomici decresce con la distanza (Fig. 5.6).

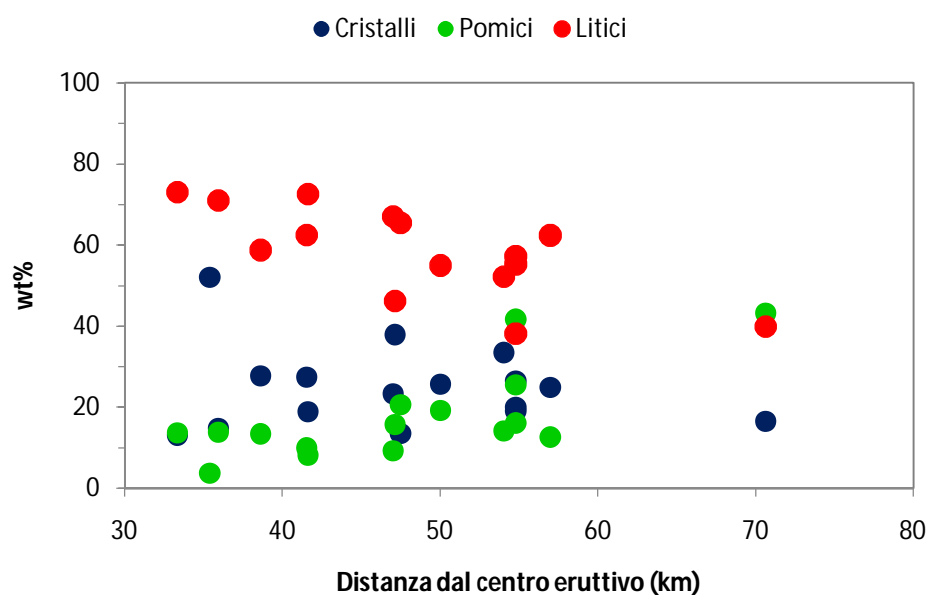


Fig. 5.5 Variazione dei componenti del ground layer con la distanza.

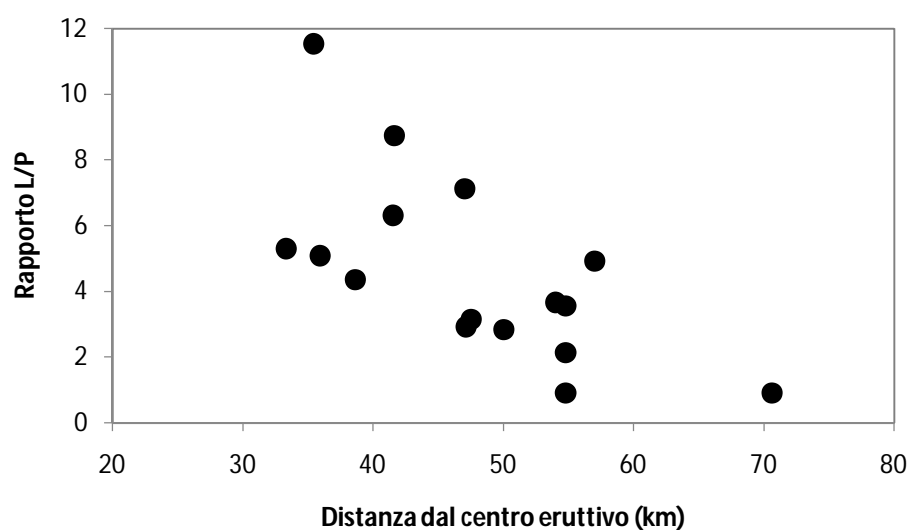


Fig. 5.6 Variazione del rapporto litici (L)/pomici (P) nel ground layer con la distanza.

5.4.1 Unità USAF e WGI

Le quantità assolute dei componenti rispetto alla distanza dal centro eruttivo mostrano variazioni diverse in USAF e WGI.

Nell'unità USAF (Fig. 5.7) non è possibile riconoscere un andamento ben definito. Sia i litici che le pomici non sembrano mostrare variazioni di rilievo sebbene, fino a 50 km di distanza, una leggera diminuzione dei litici così come un lieve incremento delle pomici può essere osservato. Oltre tale distanza le abbondanze dei componenti appaiono costanti. La quantità di cristalli è sempre abbastanza bassa. Anche il rapporto litici/pomici (Fig. 5.8) conferma tale andamento. Esso appare decrescere tra 30 e 50 km per poi rimanere costante oltre 50 km dal centro eruttivo

Nell'unità WGI (Fig. 5.9), al contrario, è possibile riconoscere degli andamenti abbastanza netti e definiti con la distanza. L'abbondanza dei litici decresce rapidamente e abbastanza costantemente, passando dal 30 – 33 wt% in aree più prossime al centro eruttivo a meno del 4 wt% distalmente. Al contrario, l'abbondanza della pomici aumenta rapidamente con la distanza. Il rapporto litici/pomici (Fig. 5.10) conferma tale andamento mostrando un netto e rapido decremento con la distanza.

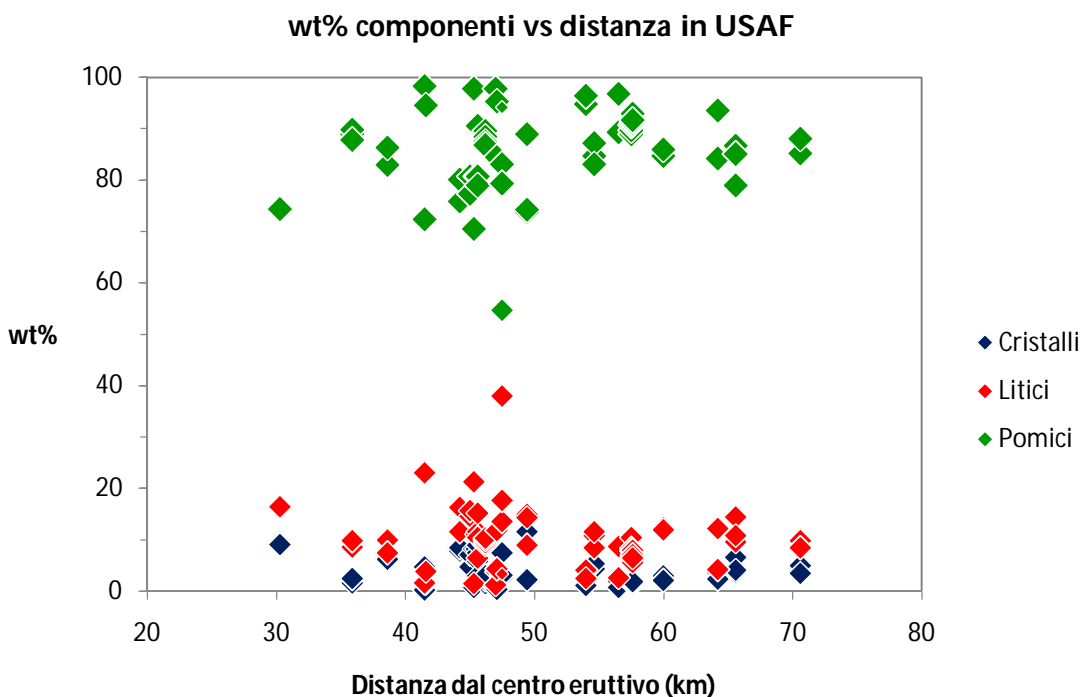


Fig. 5.7 Variazione dell'abbondanza dei componenti (pomici, litici e cristalli) con la distanza dal centro eruttivo in USAF.

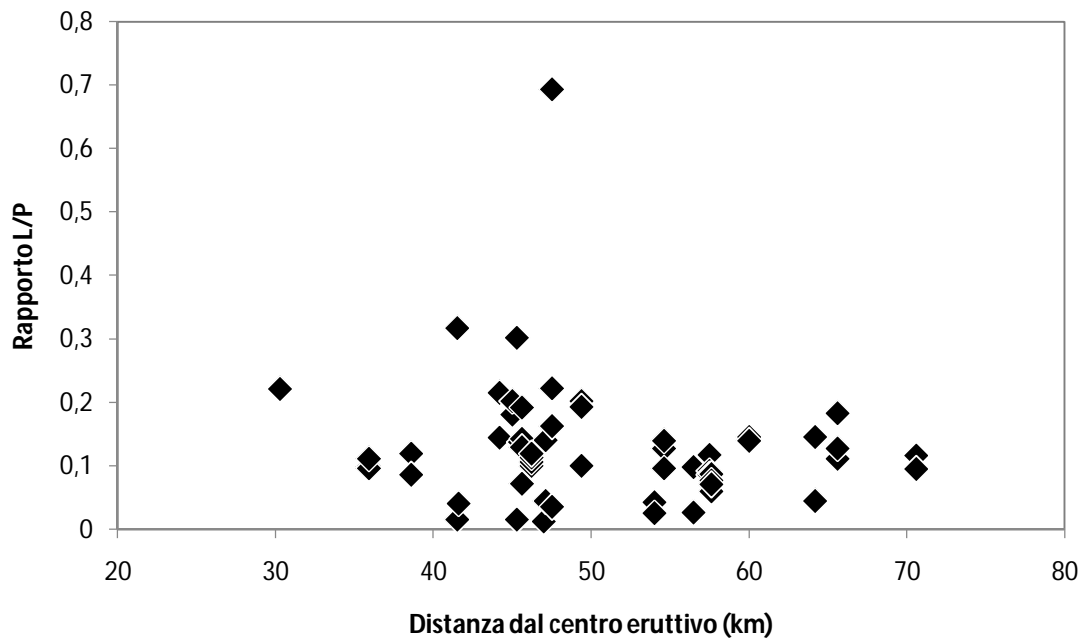


Fig. 5.8 Variazione del rapporto litici (L)/pomici (P) in USAF con la distanza dal centro eruttivo.

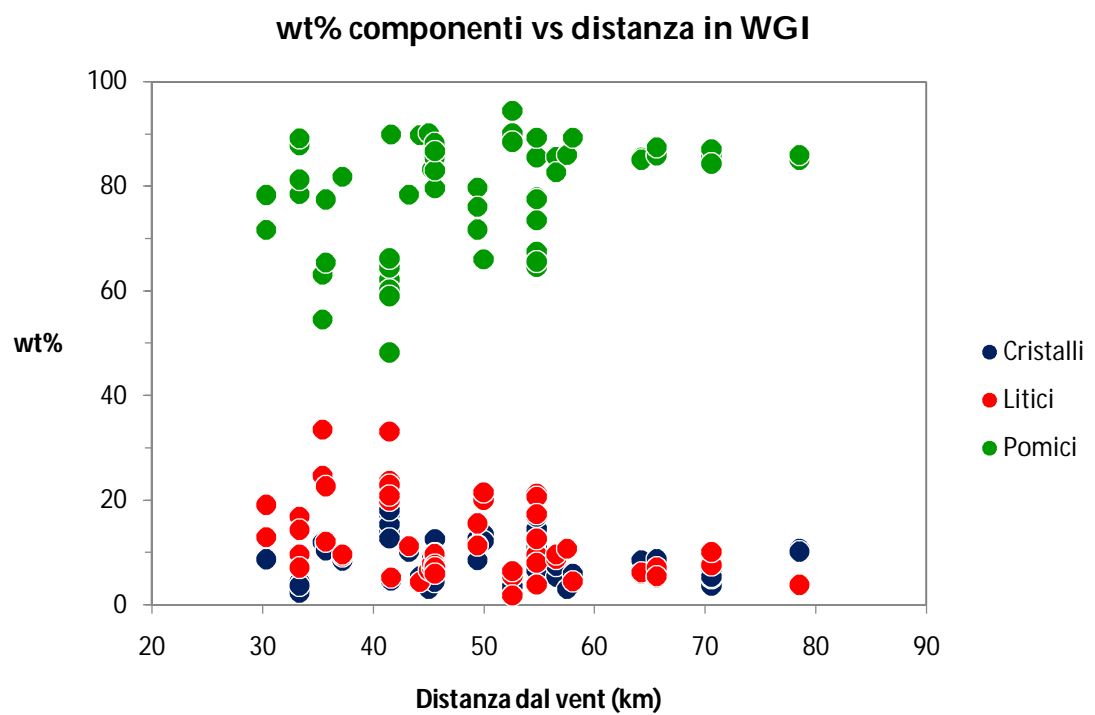


Fig. 5.9 Variazione dell'abbondanza dei componenti (pomici, litici e cristalli) con la distanza dal centro eruttivo in WGI.

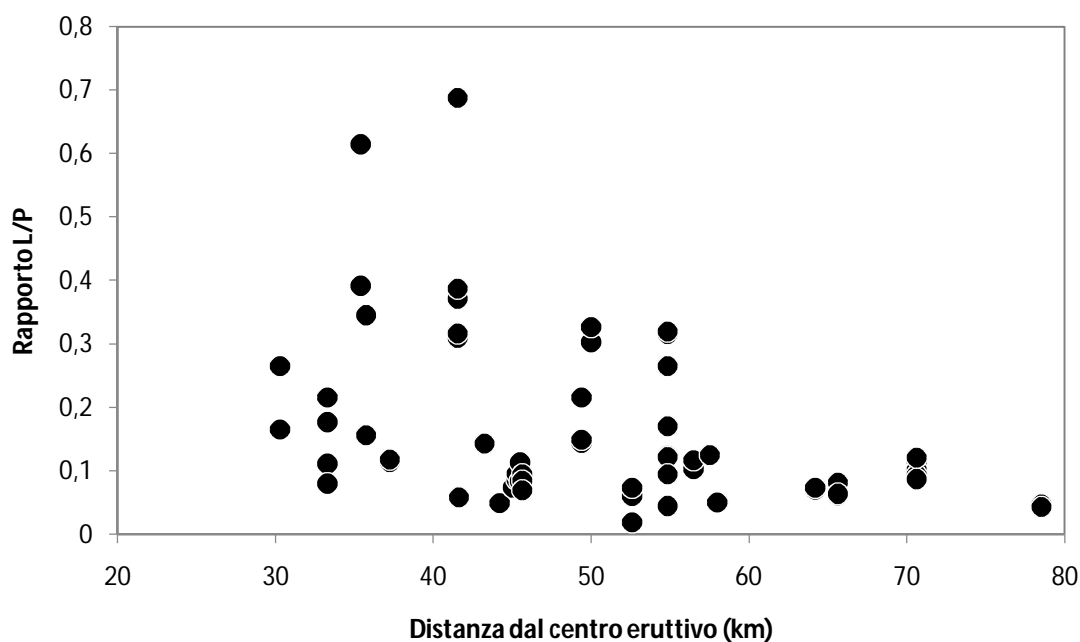


Fig. 5.10 Variazione del rapporto litici (L)/pomici (P) in WGI con la distanza dal centro eruttivo. La linea tratteggiata evidenzia il decremento del rapporto L/P con la distanza.

Nei grafici che seguono è mostrata la relazione tra pomici e litici e tra litici e cristalli in USAF e WGI in due intervalli di distanza dal centro eruttivo. Gli intervalli considerati sono simili a quelli identificati nel capitolo precedente in cui è stata mostrata la variazione dei dati granulometrici con la distanza dal centro eruttivo. L'intervallo intermedio va da 30 a 55 km dal centro eruttivo mentre l'intervallo distale va da 55 a 80 km.

In USAF la relazione tra pomici e litici (Fig. 5.11A) non mostra grandi differenze tra i due intervalli di distanza sebbene prossimalmente alcuni campioni appaiano maggiormente arricchiti in litici. La relazione tra le abbondanze di litici e cristalli (Fig. 5.11B) mostra invece delle nette differenze tra gli intervalli. In aree intermedie (30 – 55 km), i campioni di USAF appaiono tendenzialmente più ricchi sia in litici che cristalli rispetto ai campioni distali.

In WGI le differenze sono più nette e marcate rispetto ad USAF. In località intermedie, i campioni di WGI appaiono nettamente più arricchiti in litici (Fig. 5.11C) rispetto ai campioni dell'intervallo distale, che formano un gruppo in cui il contenuto in litici non supera mai 11 wt%. Anche la relazione tra litici e cristalli (Fig. 5.11D) mostra un maggior arricchimento dei campioni dell'intervallo intermedio sia in litici che in cristalli.

Queste relazioni concordano con quanto è stato descritto in precedenza riguardo le variazioni delle abbondanze dei singoli componenti con la distanza, nelle quali WGI mostra degli andamenti meglio delineati rispetto a quelli mostrati da USAF.

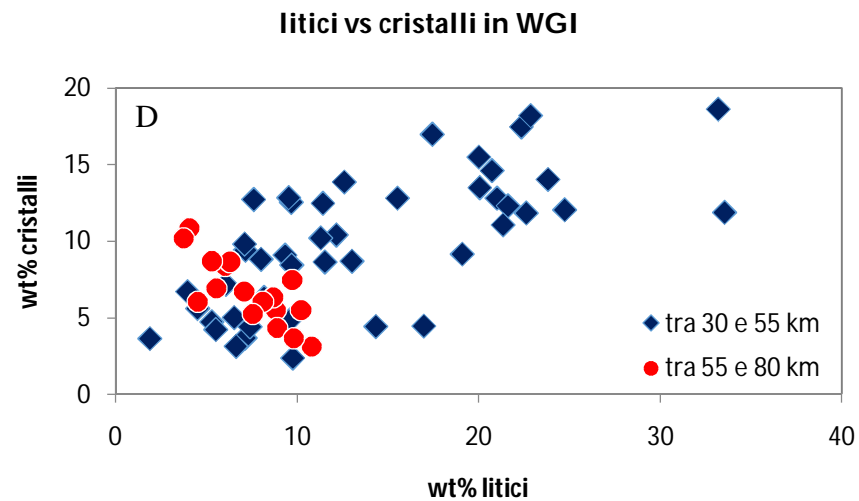
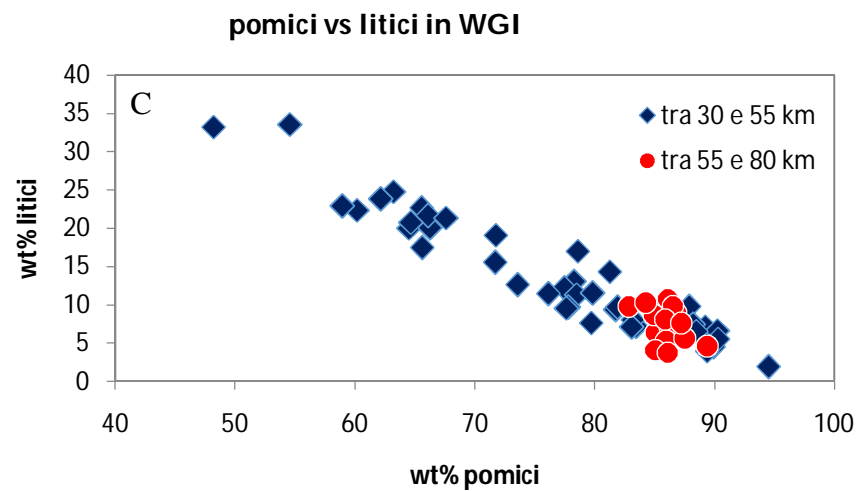
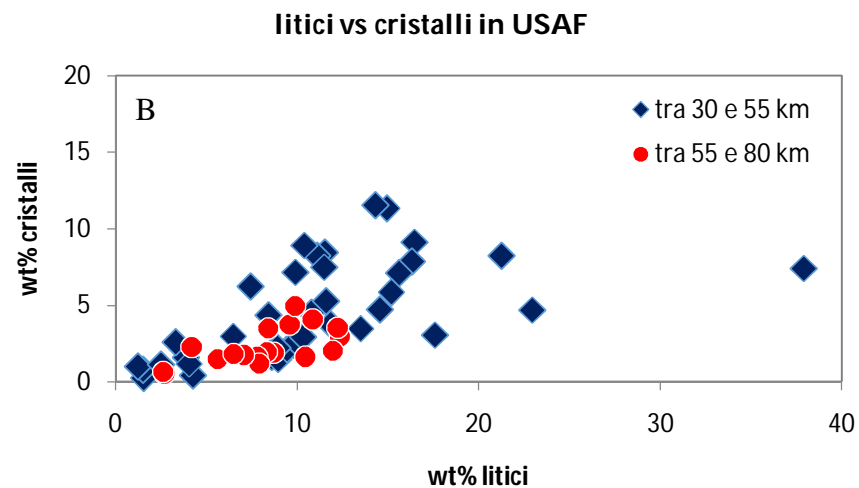
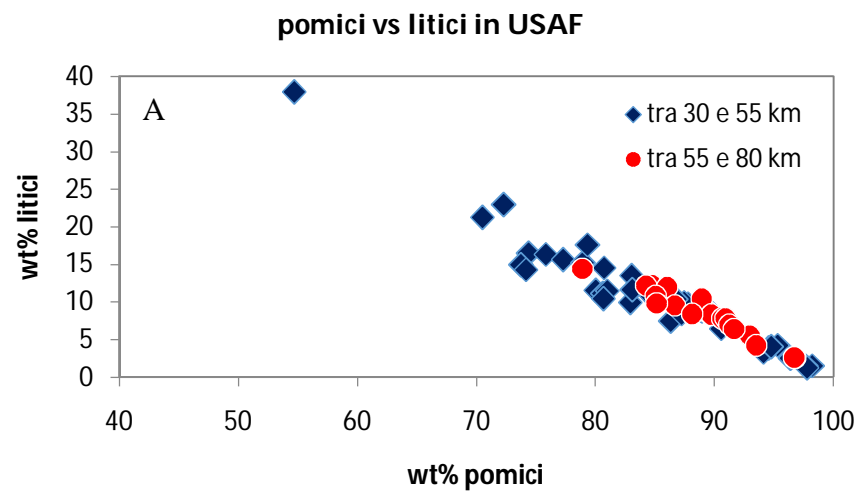


Fig. 5.11 Relazione tra componenti tra 30 e 55 km (intervallo intermedio) e tra 55 e 80 km (intervallo distale) in USAF e WGI.

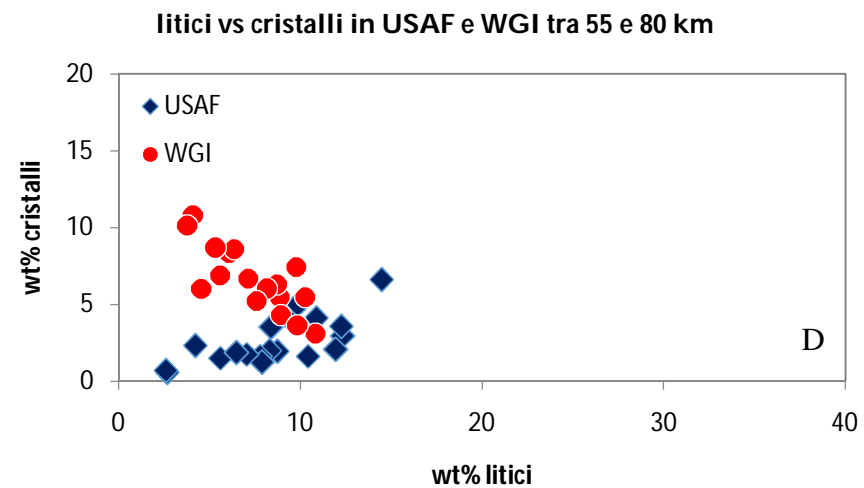
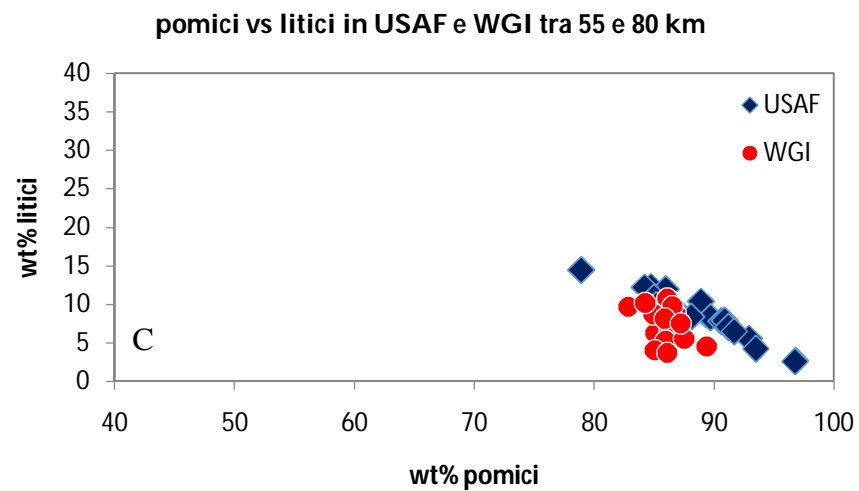
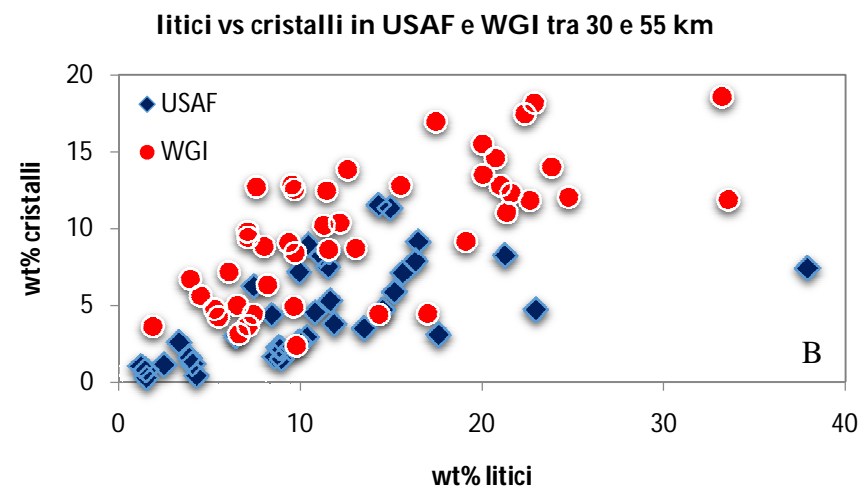
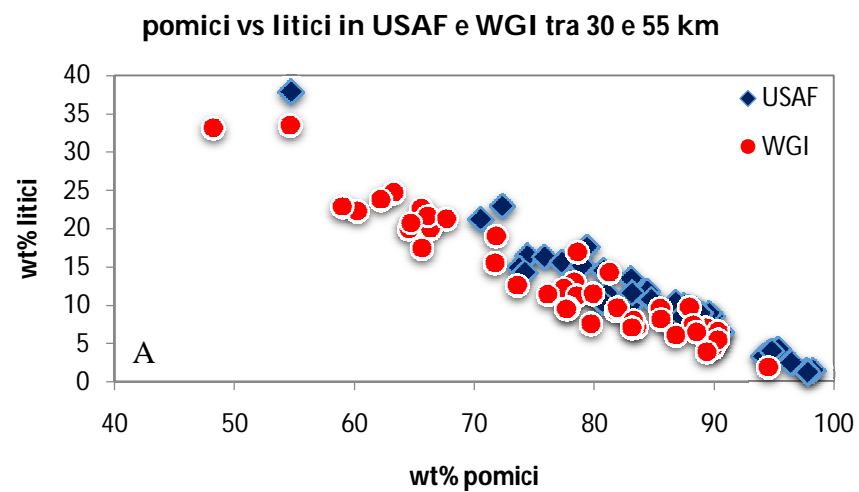


Fig. 5.12 Confronto tra componenti di USAF e WGI nello stesso intervallo di distanza dal centro eruttivo: 30 – 55 km (intermedio) e 55 – 80 km (distale).

In Fig. 5.12 è mostrato un confronto tra le abbondanze dei componenti di USAF e WGI nello stesso intervallo di distanza (intermedio e distale) dal centro eruttivo. La relazione tra le abbondanze di pomici e litici in entrambi gli intervalli (Fig. 5.12 A e C) mostra un costante leggero arricchimento in litici in USAF rispetto a WGI. Distalmente, come già mostrato precedentemente, il contenuto medio di litici si abbassa drasticamente in WGI. La relazione tra le abbondanze di litici e cristalli in entrambi gli intervalli (Fig. 5.12 B e D) mostra un netto e costante arricchimento in cristalli in WGI sebbene distalmente (55 – 80 km) le due unità abbiano degli andamenti differenti. In USAF sia i litici che i cristalli variano in modo concordante mentre in WGI al diminuire dei litici aumentano i cristalli.

Dai dati presentati, si nota che anche per le abbondanze dei componenti, al pari di quanto mostrato nel capitolo precedente per i dati di sorting e mediana, esiste una distanza limite dal centro eruttivo oltre la quale, principalmente in WGI, variano nettamente le relazioni tra i componenti. Tale distanza appare essere 50 – 55 km. Oltre tale distanza si nota un sostanziale impoverimento in litici e cristalli rispetto ai dati dei campioni prelevati in aree più prossime alla sorgente (30 – 55 km).

5.5 Variazione delle abbondanze dei componenti con la quota sul livello del mare

5.5.1 Unità USAF e WGI

In questo paragrafo saranno mostrate le variazioni delle relazioni tra i componenti rispetto alla quota s.l.m.. Sono stati individuati due intervalli di altitudine in cui si riscontrano interessanti variazioni, principalmente in WGI (così come per le variazioni dei componenti con la distanza appena descritte). La quota s.l.m. che segna il passaggio tra i due intervalli di altitudine è circa 300 m.

In USAF, la relazione tra pomici e litici (Fig. 5.13A) non sembra essere influenzata dalla quota così come la relazione tra litici e cristalli (Fig. 5.13B). Al contrario in WGI, è possibile individuare campi distinti. In Fig. 5.13C, si può notare, nell'intervallo oltre 300 m s.l.m., un gruppo di campioni impoveriti in litici rispetto all'andamento mostrato dai campioni nell'intervallo sotto i 300 m s.l.m.. Anche nella relazione tra litici e cristalli (Fig. 5.13D) è possibile osservare gli stessi andamenti. I campioni oltre 300 m s.l.m. risultano tendenzialmente impoveriti in litici e cristalli rispetto ai campioni dell'intervallo a minore altitudine.

In Fig. 5.14 è mostrato un confronto tra le abbondanze dei componenti di USAF e WGI nello stesso intervallo di quota s.l.m.. La relazione tra le abbondanze di pomici e litici in entrambi gli intervalli (Fig. 5.14 A e C) mostra un costante leggero arricchimento in litici in USAF rispetto a WGI. Oltre i 300 m s.l.m., il contenuto in litici si abbassa in entrambe le unità sebbene rimanga sempre più alto in USAF. La relazione tra le abbondanze di litici e cristalli in entrambi gli intervalli (Fig. 5.14 B e D) mostra un netto e costante arricchimento in cristalli in WGI indipendentemente dall'altitudine. Oltre i 300 m s.l.m., il contenuto in cristalli di WGI si abbassa drasticamente sebbene rimanga sempre più alto rispetto ad USAF.

Dalle variazioni presentate, si evince che per le abbondanze dei componenti esiste una quota limite di 300 m s.l.m. oltre la quale, quasi esclusivamente in WGI, variano nettamente le relazioni tra i componenti. Oltre tale altitudine si nota un sostanziale impoverimento in litici e cristalli rispetto ai campioni prelevati a quote più basse. Simili variazioni con l'altitudine sono state presentate nel capitolo precedente per quanto concerne i dati di sorting e mediana.

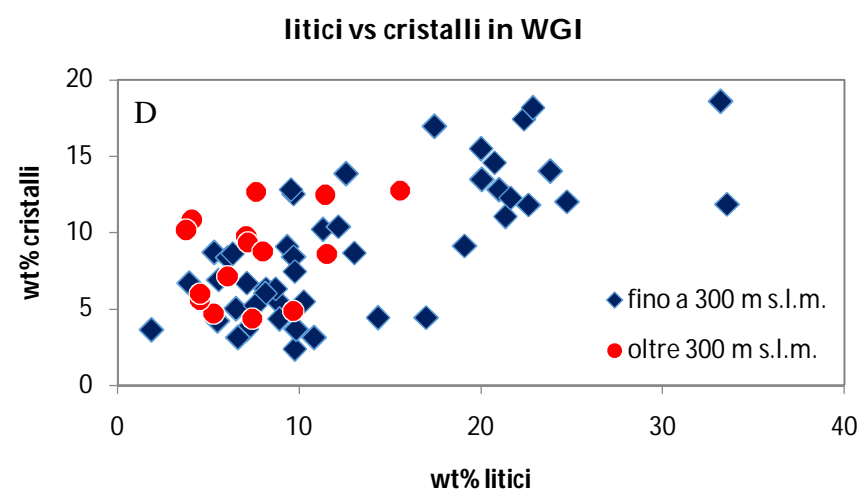
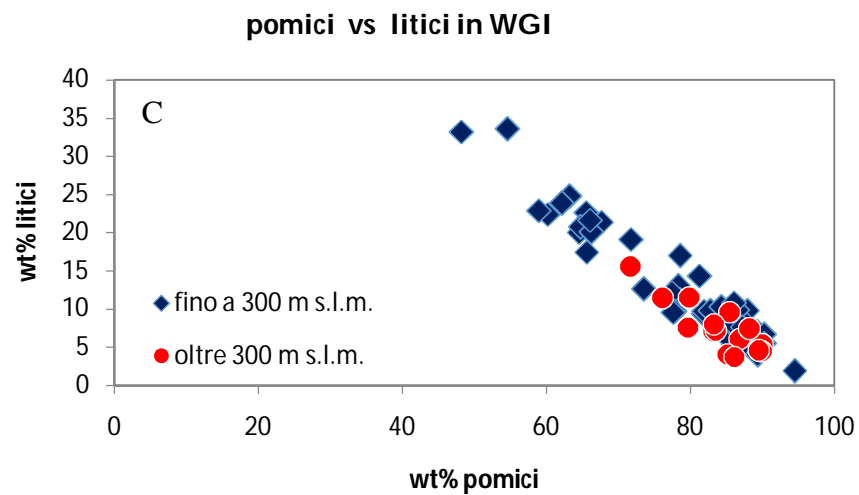
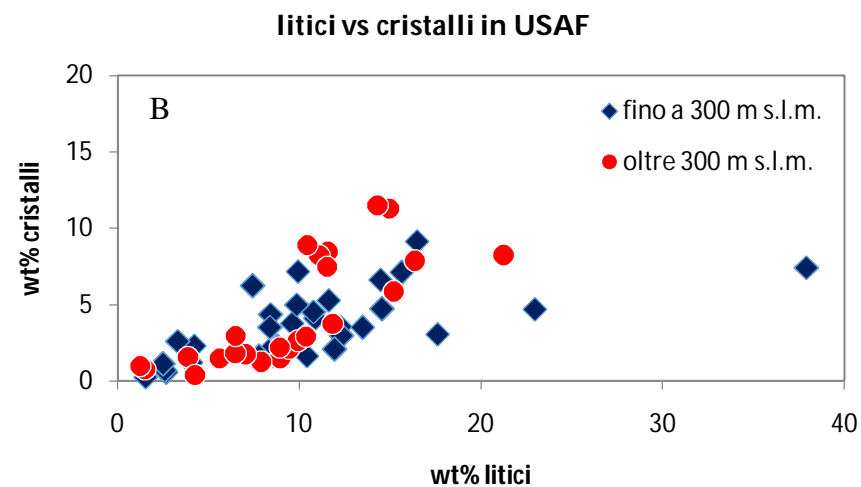
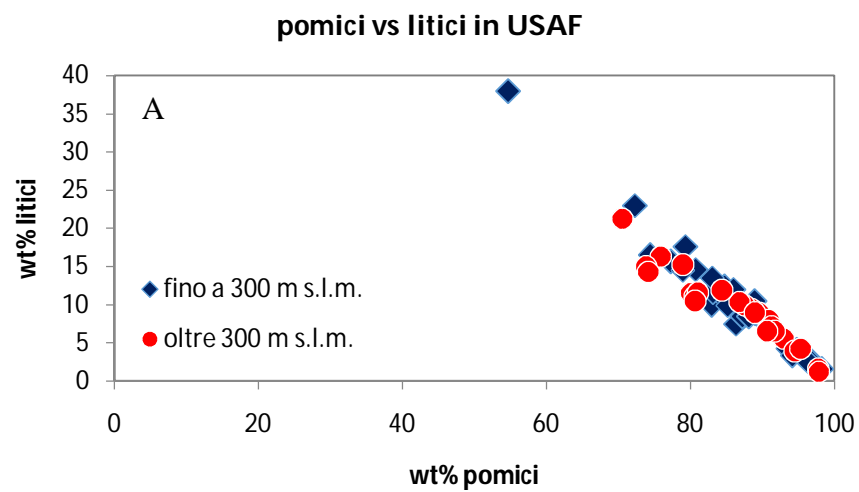


Fig. 5.13 Relazioni tra componenti (pomici vs litici e litici vs cristalli) in due intervalli di altitudine: fino a 300 m s.l.m. e oltre 300 m s.l.m.

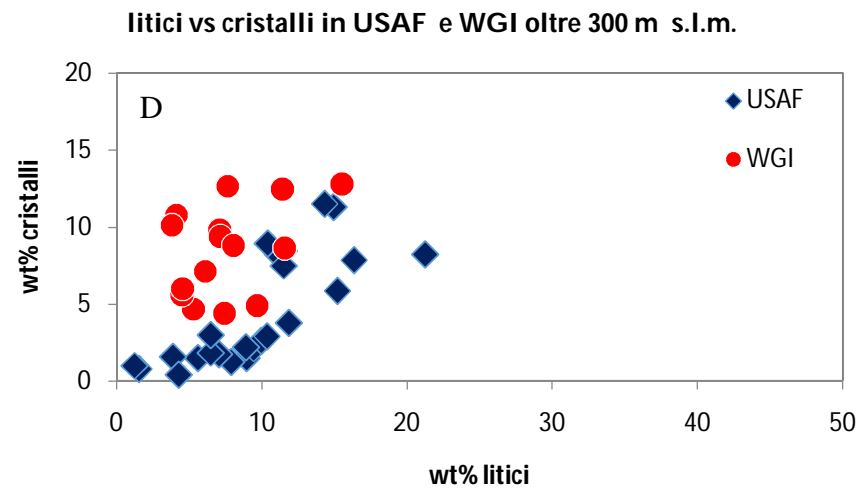
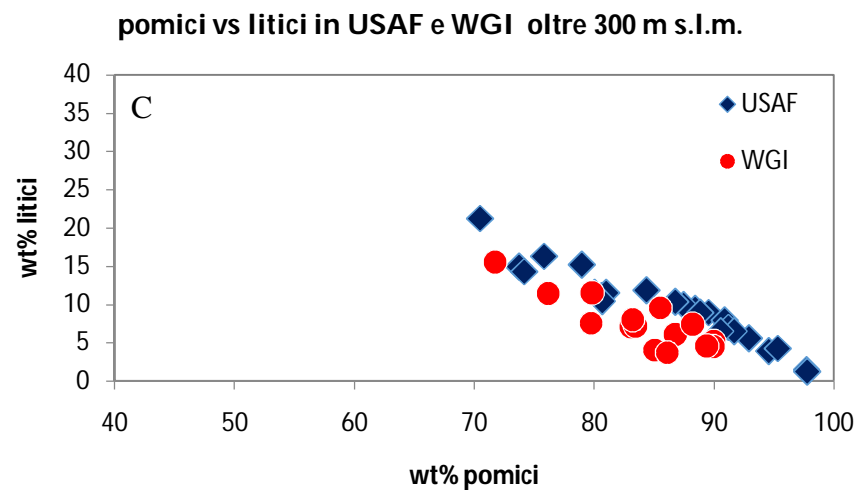
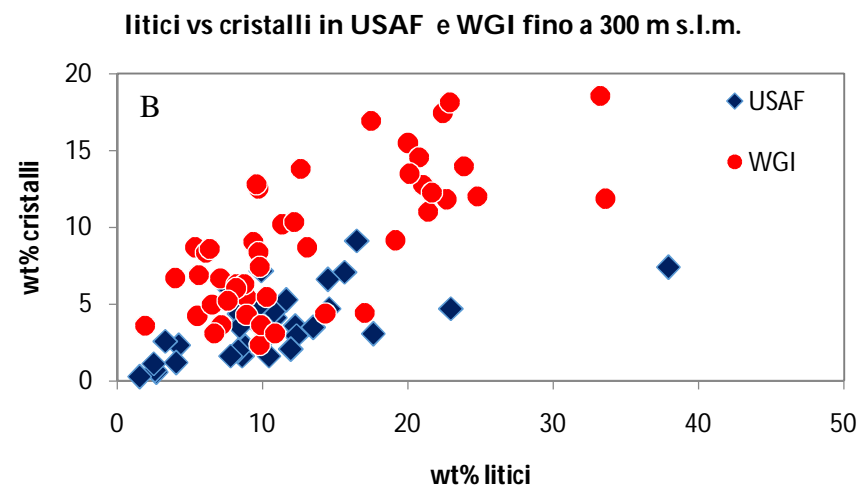
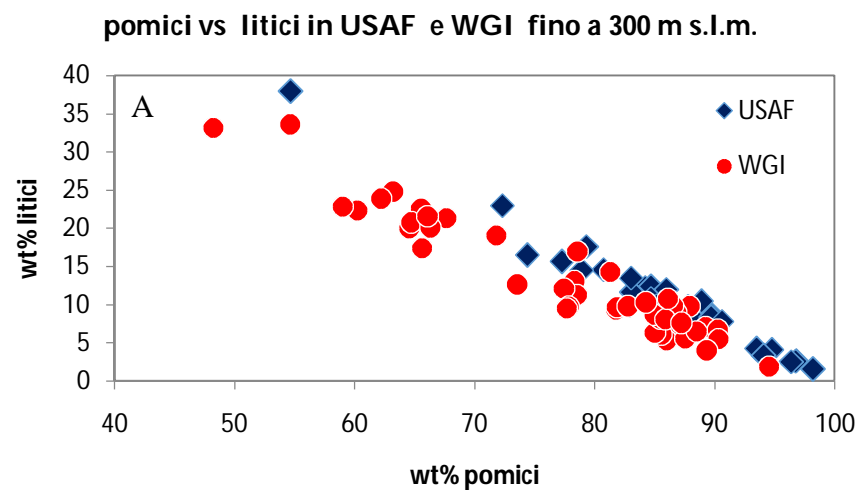


Fig. 5.14 Confronto tra componenti di USAF e WGI nello stesso intervallo altitudine s.l.m.

5.6 Variazione delle abbondanze dei componenti con l'azimuth

Anche per quanto concerne i componenti, è stata investigata l'influenza della morfologia del territorio, a scala regionale, sulla distribuzione, discriminando le abbondanze al variare dell'azimuth intorno al centro eruttivo. I settori angolari utilizzati sono gli stessi descritti nel paragrafo 4.4 e mostrati in Fig. 4.16. I settori angolari sono: 0 – 75°N (settore 1), 75 – 150°N (settore 2) e 320 – 360°N (settore 3).

Ancora una volta le due unità mostrano caratteristiche differenti. In USAF (Fig. 5.15A e B) non si distinguono andamenti o campi definiti tra i tre settori che tendono a mostrare caratteristiche comuni.

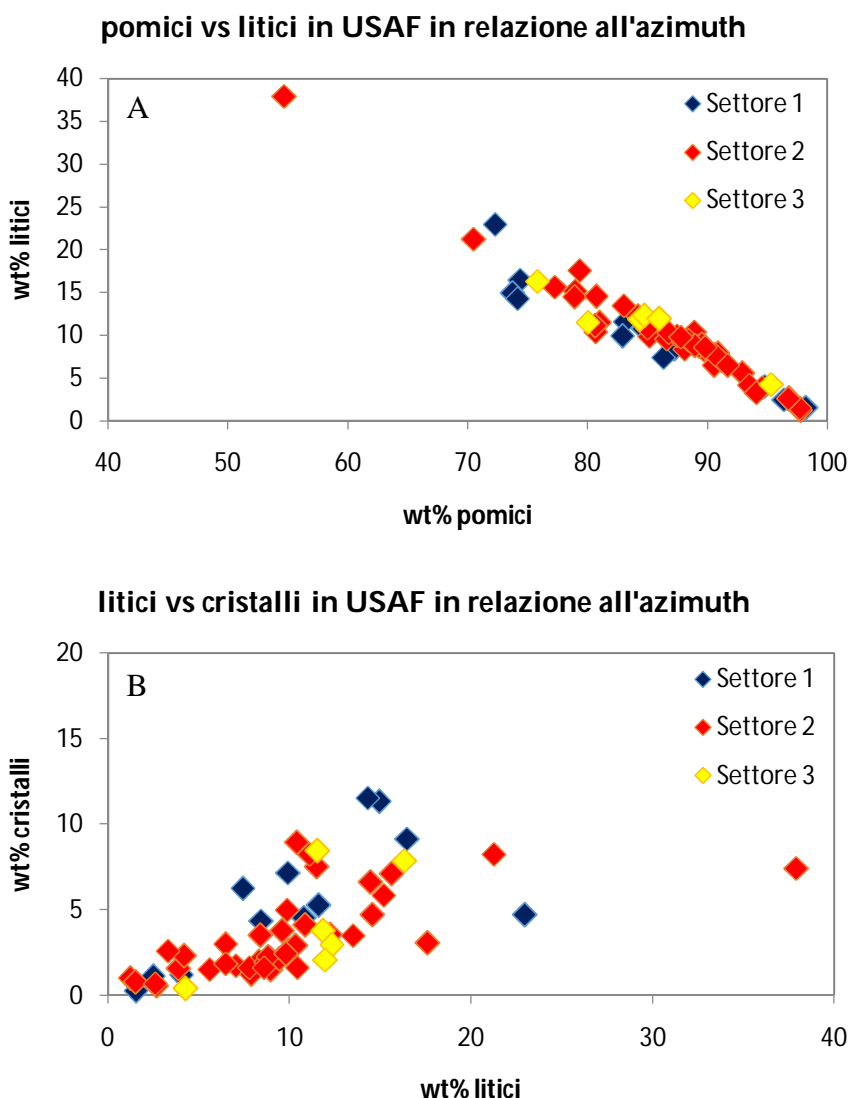


Fig. 5.15 Variazione delle abbondanze dei componenti in USAF in relazione all'azimuth: A) pomici vs litici, B) litici vs cristalli.

In WGI, al contrario, i settori mostrano andamenti ben definiti. Il settore 1 (0 – 75°N) risulta nettamente arricchito in litici rispetto al settore 2 (Fig. 5.16A) dove i dati si raggruppano per basse abbondanze di litici. Anche il settore 3 appare tendenzialmente povero in litici. Il settore 1 mostra anche un arricchimento in cristalli (Fig. 5.17B) rispetto agli altri due settori.

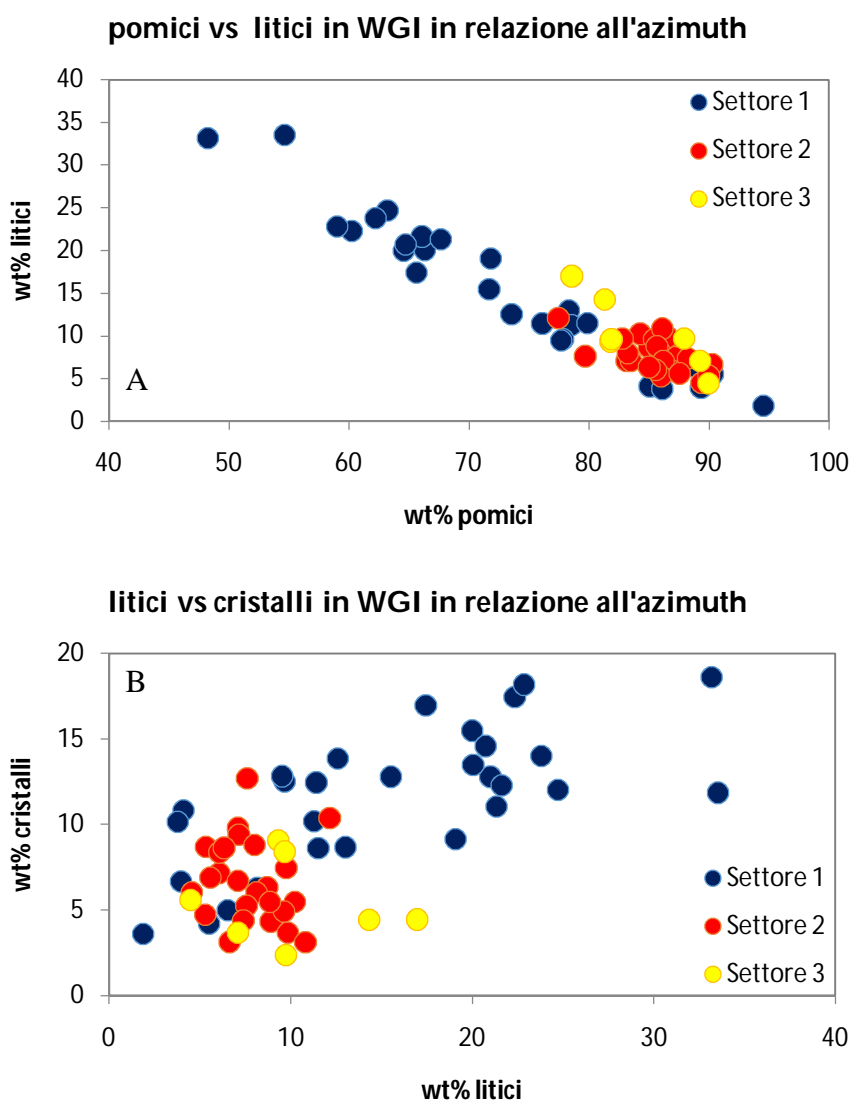


Fig. 5.16 Variazione delle abbondanze dei componenti in WGI in relazione all'azimuth: A) pomici vs litici, B) litici vs cristalli.

La variazione delle abbondanze dei componenti con l'azimuth lascia ipotizzare che la corrente piroclastica responsabile della deposizione di USAF e WGI abbia risposto diversamente rispetto alle varie condizioni morfologiche, così come è stato già evidenziato nel capitolo precedente. La messa in posto di WGI è maggiormente condizionata dalla morfologia del territorio, a scala regionale, come evidenziato dalle differenti quantità di litici nei settori 1

e 2; il primo principalmente pianeggiante, il secondo molto articolato. Diversamente la messa in posto di USAF ha risentito molto meno delle condizioni morfologiche, come dimostrato dalle abbondanze di litici e cristalli molto simili nei tre settori.

5.7 Le facies a componenti dell'IC

In letteratura l'Ignimbrite Campana/Tufo Grigio è descritta come un deposito cineritico con dispersi juvenili a volte gradati inversamente (Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978). La natura degli juvenili, anche se non esplicitamente dibattuta, risulta controversa. Storicamente gli juvenili sono dapprima definiti scorie (D'Erasmus, 1931; Di Girolamo, 1970; Di Girolamo et al., 1973) e quindi pomici (Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997). Successivamente, Cappelletti et al. (2003) riconoscono esclusivamente pomici nelle unità USAF, e CPF e sia scorie che pomici in WGI e LYT. In particolare, descrivono la principale facies dell'IC, WGI, come formata da una sottile parte inferiore, con juvenili pomicei ed una spessa parte superiore con juvenili scoriacei.

L'analisi di campo svolta durante questa tesi concorda con la distribuzione degli juvenili presentata da Cappelletti et al. (2003) evidenziando una nuova importante variazione laterale. Infatti, esclusivamente nell'unità WGI è stato possibile distinguere, una diversa distribuzione della componente juvenile anche con la distanza dal centro eruttivo. È stata identificata una facies a scorie, formata interamente da juvenili scoriacei immersi nella matrice cineritica, la cui distribuzione è confinata nelle aree intermedie e una facies a pomici. Quest'ultima è presente sia nelle aree intermedie, come un sottile livello basale (facies a pomici basale) che grada superiormente nella facies a scorie, che nelle aree distali dove le pomici costituiscono l'unico juvenile presente in tutto lo spessore di WGI (facies a pomici distale). Localmente, la facies a scorie grada di nuovo, verticalmente, in un deposito a pomici prevalenti (e.g. sez. 9 - Ruviano). Queste due facies, distinte per componenti, mostrano anche un grado di saldatura nettamente differente: la facies a scorie appare sempre saldata, mentre la facies a pomici si presenta da incoerente a compatta fino a incipientemente saldata (saldatura molto bassa che rende il deposito campionabile per le analisi sedimentologiche). In rari casi la saldatura della facies a pomici è elevata.

In Fig. 5.17 è mostrata la distribuzione degli affioramenti della facies a scorie e della facies a pomici distale ed il limite tra le due facies. Alla base dei depositi della facies a scorie è sempre presente la facies pomicea basale. In Fig. 5.18 è messa in evidenza l'altimetria della Piana Campana e dei rilievi che la bordano e la relazione con il limite tra le due facies. La facies a scorie, in tutta l'area investigata, si ritrova fino a circa 550-600 m s.l.m.. In un solo caso si ritrova a quota maggiore (sez. 23 – Acqua Fidia). In tutti i casi, l'esposizione di tale facies è limitata ad aree pianeggianti o a ridosso di versanti orientati verso l'area sorgente (vent facing) ad eccezione dei Monti Lattari dove la facies a scorie è osservabile su entrambi i

versanti sebbene sia sempre confinata in valli. Viceversa, la facies a pomici distale è presente estensivamente in aree “protette” da rilievi montuosi di notevole altezza ed estensione laterale.

Il limite tra le facies è articolato e appare molto influenzato dalla morfologia del substrato (Fig. 5.18). Nel settore compreso tra Monte Maggiore ed il Taburno – Camposauro (corrispondente circa al settore 1 precedentemente descritto), il limite appare molto allungato verso aree distali.

Nel settore tra il Taburno – Camposauro ed i Monti Lattari (corrispondente circa al settore 2 precedentemente descritto), il limite è molto influenzato dall'orografia. Quest'area si presenta morfologicamente molto articolata con rilievi di notevole altezza. Il limite appare “compresso” in aree intermedie e si pone principalmente alla base dei rilievi > 1400 - 1500 m (e.g. Taburno – Camposauro, gruppo del Partenio). Nella porzione sud-orientale di questo settore, la facies a scorie si ritrova anche in valli (valle che da Tramonti scende fino a Maiori) sul versante meridionale (non vent facing) dei Monti Lattari. L'apice di questa valle si trova a circa 600 m s.l.m. ed è collegata al versante settentrionale dal valico di Chiuze. La presenza della facies a scorie in un contesto “non vent facing” può essere dovuto alla minore distanza che separa i Campi Flegrei da questo ostacolo morfologico. Nel settore tra il Monte Massico ed il Roccamonfina (corrispondente al settore 3 precedentemente descritto), il limite tra le facies mostra un andamento “anomalo”. Rappresenta l'unico settore in cui è presente la facies a pomici distale in un contesto “vent facing” ovvero alle falde del versante meridionale del Monte Massico, orientato verso i Campi Flegrei. Il limite si allunga verso il Roccamonfina incorporando il suo versante sud-orientale e l'area occupata dalla caldera.

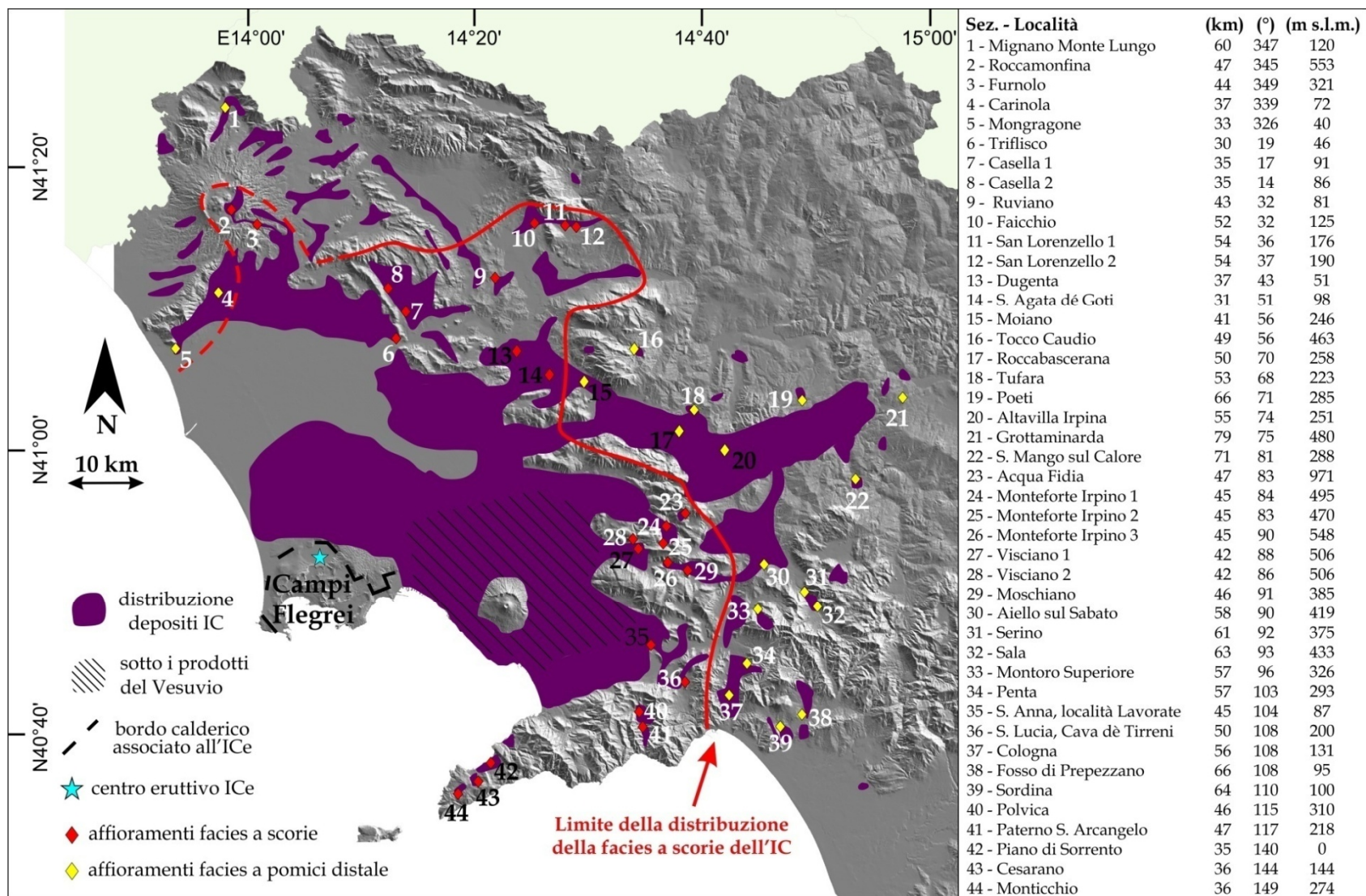


Fig. 5.17 Distribuzione degli affioramenti della facies a scorie e della facies a pomici distale e andamento del limite tra le due facies. Alla base della facies a scorie e sempre presente la facies a pomici basale. Localmente la facies a scorie grada di nuovo, verticalmente, in un deposito cineritico contenente pomici disperse.

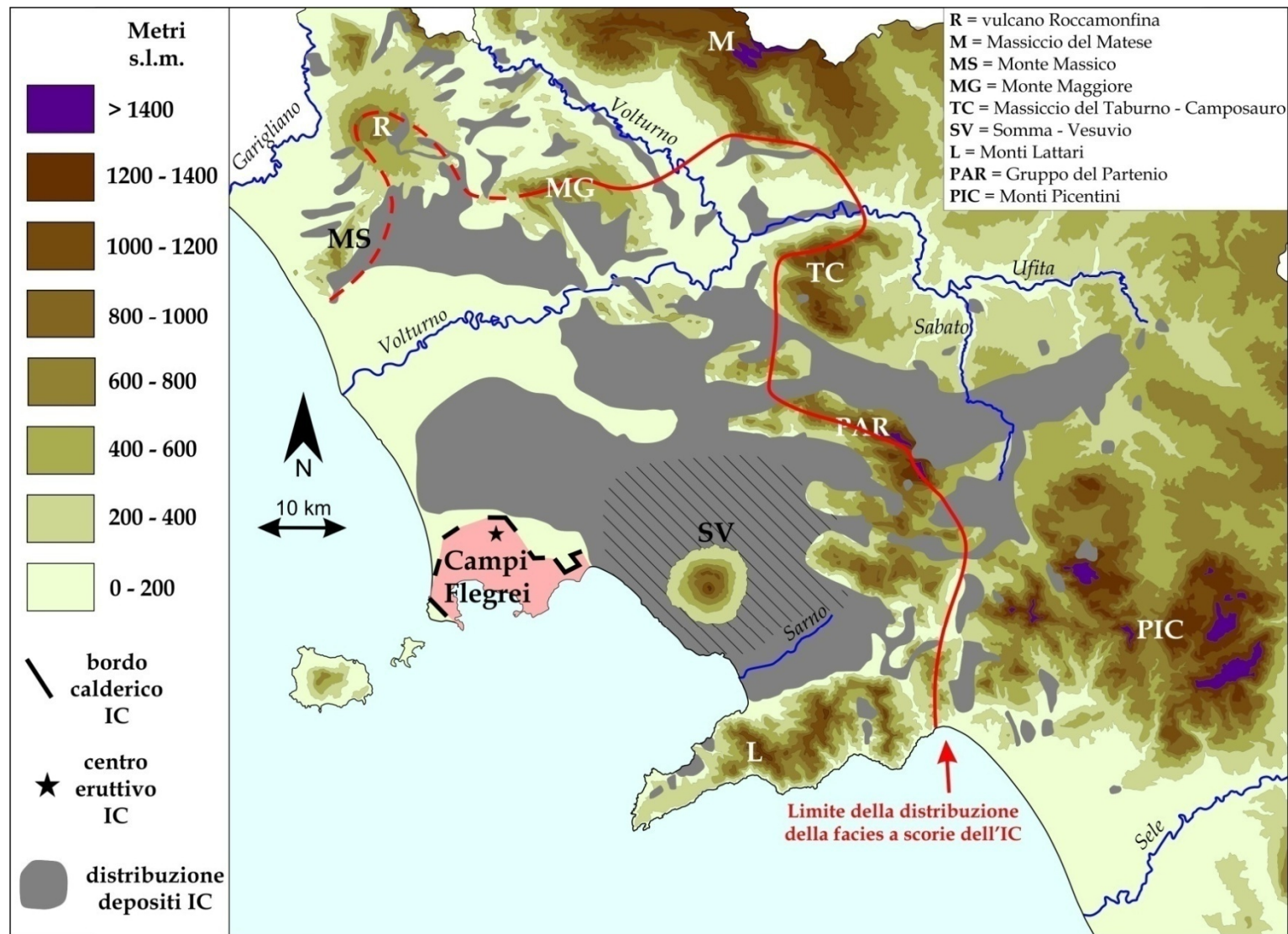


Fig. 5.18 Rapporto tra l'orografia della Piana Campana e dei rilievi che la bordano e il limite tra la facies a scorie e la facies a pomici distale. Il limite appare articolato e profondamente influenzato dalla morfologia del territorio (vedi testo). Modificare il limite SE facendolo passare sulle creste dei rilievi

5.8 Composizione chimica degli juvenili

Come è stato già specificato nell'introduzione di questo lavoro, le analisi chimiche non mirano a produrre un modello petrologico dei processi magmatici ma ad evidenziare l'evoluzione spaziale e temporale della corrente piroclastica. Le variazioni chimiche verticali (nel tempo) e laterali (nello spazio) possono essere interpretate in termini dinamici per ricostruire la mobilità della corrente piroclastica ed evidenziare la progradazione o retrogradazione del suo fronte secondo i concetti di entracrona e depocrona espressi da Branney e Kokelaar (2002) ed applicati per la prima volta da Williams et al. (2013) nello studio della dinamica del Tufo Verde di Pantelleria.

Il campionamento degli juvenili (pomici e scorie) è stato effettuato in tutte le unità dell'ICe (PPF, USAF, WGI, LYT e CPF) seguendo un rigoroso ordine stratigrafico e procedendo dalla base al tetto di ogni unità (le altezze stratigrafiche dei campioni sono riportate nelle rispettive colonne stratigrafiche nel capitolo 2; i campioni per le analisi chimiche sono indicati con una sigla tra parentesi). La maggioranza dei campioni è stata prelevata nell'unità WGI che rappresenta l'orizzonte volumetricamente più significativo della sequenza affiorante. Le analisi chimiche (i dati chimici sono riportati in Appendice 2) sono state eseguite, tramite XRF (X-ray fluorescence) presso il Centro Interdipartimentale di Servizio per le Analisi Geomineralogiche (CISAG) dell'Università Federico II di Napoli, in collaborazione con il dott. Lorenzo Fedele e il dott. Fabio Laiena. In WGI sono state analizzate separatamente scorie e pomici. In Fig. 5.19 è mostrato il diagramma TAS (Le Bas et al., 1986) in cui è riportata la composizione chimica di pomici e scorie dell'unità WGI.

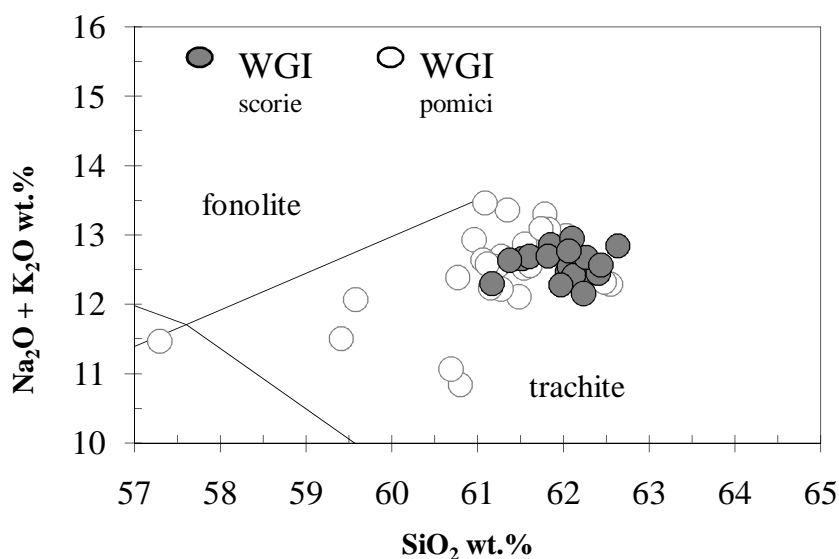


Fig. 5.19 Diagramma TAS in cui è riportata la composizione chimica di scorie e pomici dell'unità WGI dell'IC.

Sebbene rientrino pienamente nel campo delle trachiti, come noto da tempo in letteratura per i prodotti dell'IC (e.g. Di Girolamo, 1970; Barberi et al., 1978; Civetta et al., 1997; Pappalardo et al., 2002; Rolandi et al., 2003; Fedele et al., 2008), le scorie appaiono leggermente più differenziate rispetto alle pomici. Le implicazioni di questa differenza sul modello vulcanologico e la ricostruzione dei meccanismi di trasporto e sedimentazione della corrente piroclastica sarà discussa successivamente (Capitolo 8).

Al fine di evidenziare le variazioni chimiche del deposito con la distanza dal centro eruttivo e con l'altezza stratigrafica sono state costruite delle isolinee di zirconio (Zr) (lo zirconio è stato utilizzato anche da Williams et al. 2013 per studiare l'evoluzione della corrente che ha generato il Tufo Verde di Pantelleria) considerando quattro diverse altezze stratigrafiche nella sequenza dell'IC. Dal basso verso l'alto nella stratigrafia sono state considerate le variazioni di zirconio in: USAF, WGI base (facies a pomici basale), WGI scorie, WGI top (facies a pomici distale). In generale, la variazione dell'abbondanza di zirconio con l'altezza stratigrafica (Fig. 5.20) va da >800 ppm in USAF a meno di 300 ppm al tetto di WGI, nella facies a pomici distali che conferma la progressiva aggradazione del deposito.

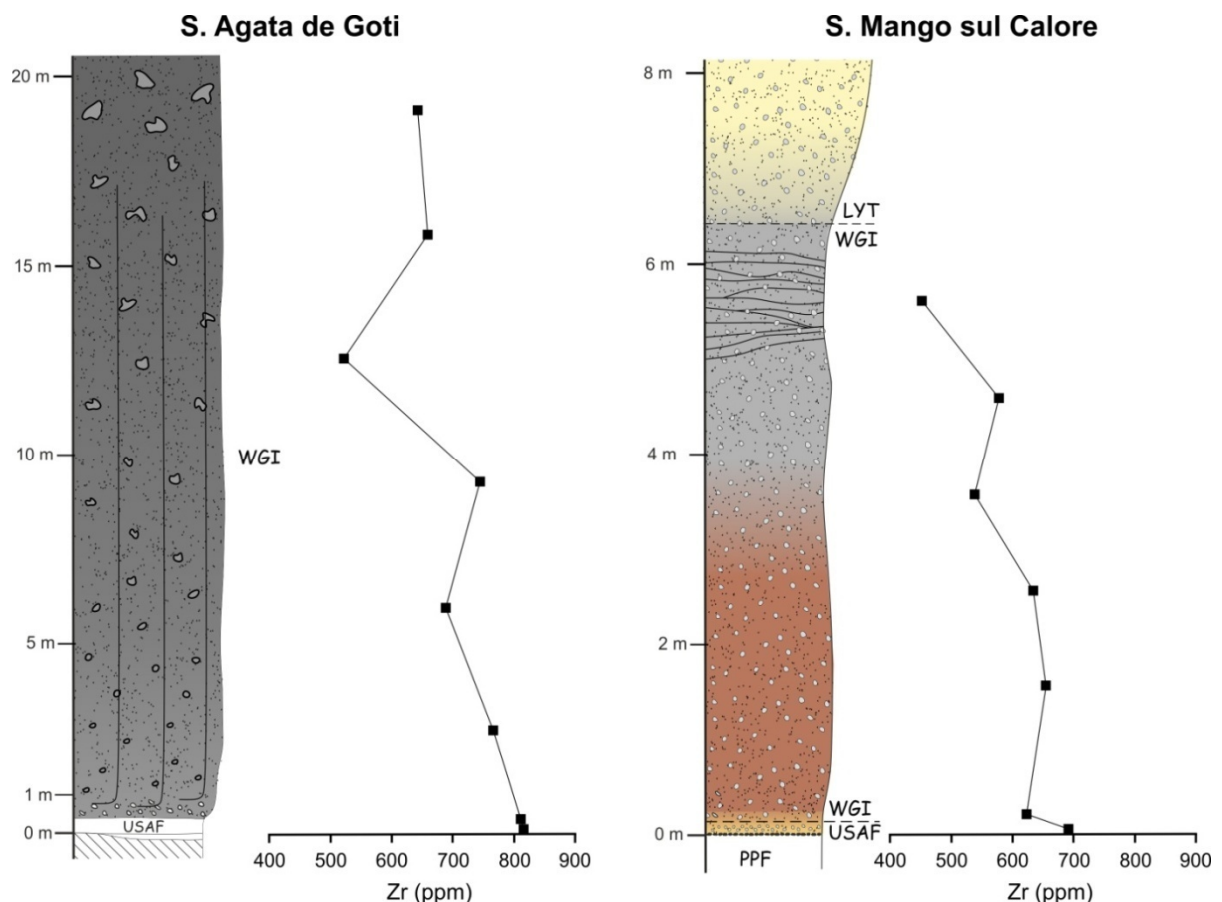


Fig. 5.20 Variazione dello zirconio con l'altezza stratigrafica in due sezioni tipo rappresentative della facies a scorie (S. Agata de Goti) e della facies a pomici distale (S. Mango sul Calore).

Il rilevamento di campo ha evidenziato che i depositi dell'unità USAF sono ubiquitari (la sua assenza è imputata all'erosione locale ad opera della soprastante unità WGI). La distribuzione chimica di USAF, che rappresenta la porzione più evoluta nella sequenza dell'IC, mostra una variazione laterale di Zr che decresce con la distanza dal centro eruttivo. Le isolinee di zirconio (Fig. 5.21A), sebbene costruite con un numero limitato di dati, indicano che la distribuzione, non risente della morfologia del substrato. Anche la base di WGI (facies a pomici basale) è ubiquitaria nel deposito. Al pari di USAF, le isolinee di zirconio (Fig. 5.21B) mostrano un'ampia dispersione indipendente dall'articolazione della morfologia del substrato.

La distribuzione della facies a scorie (Fig. 5.22A) è stata ricostruita tramite l'analisi di campo (alcuni dati chimici sono stati raccolti anche per questa facies). A differenza di USAF e WGI base, la facies a scorie è limitata ad aree medio-prossimali ed è fortemente influenzata dalla morfologia del territorio come descritto nel paragrafo precedente. La facies a pomici distale è confinata principalmente in aree distali e la sua parte alta rappresenta la porzione meno evoluta (Fig. 5.22B) della sequenza dell'IC. La distribuzione delle isolinee del top di questa facies testimonia un notevole controllo con la distanza e la morfologia.

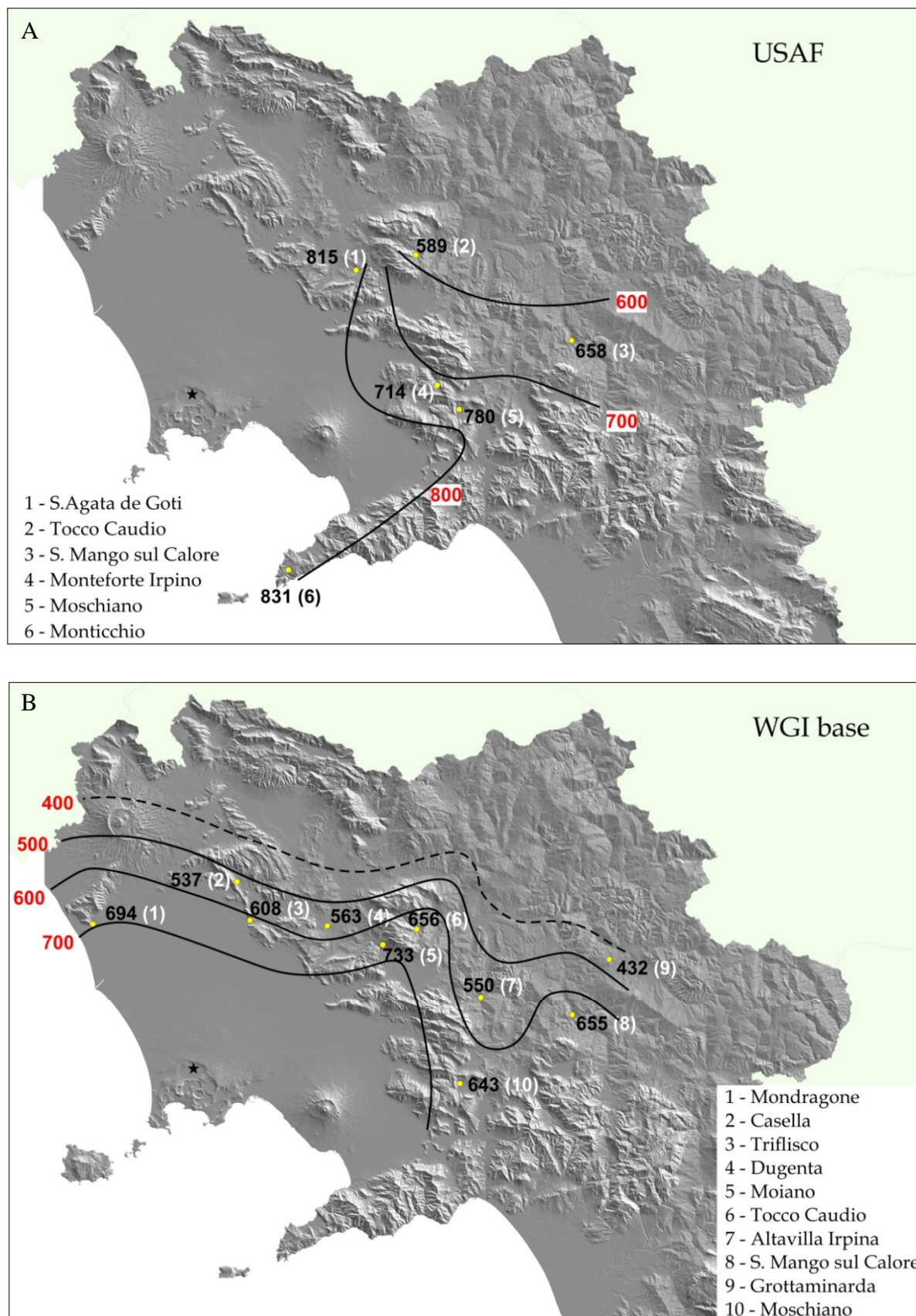


Fig. 5.21 A) Isolinee di zirconio (ppm) per l'unità USAF. Il numero di dati è limitato ma permette di osservare l'ampia distribuzione areale indipendente dalla morfologia del substrato. B) Isolinee di zirconio per la base di WGI (facies a pomici basale). Anch'essa si espande uniformemente sul territorio. I valori tra parentesi si riferiscono alle località indicate nella legenda. La stella indica il centro eruttivo dell'IC.

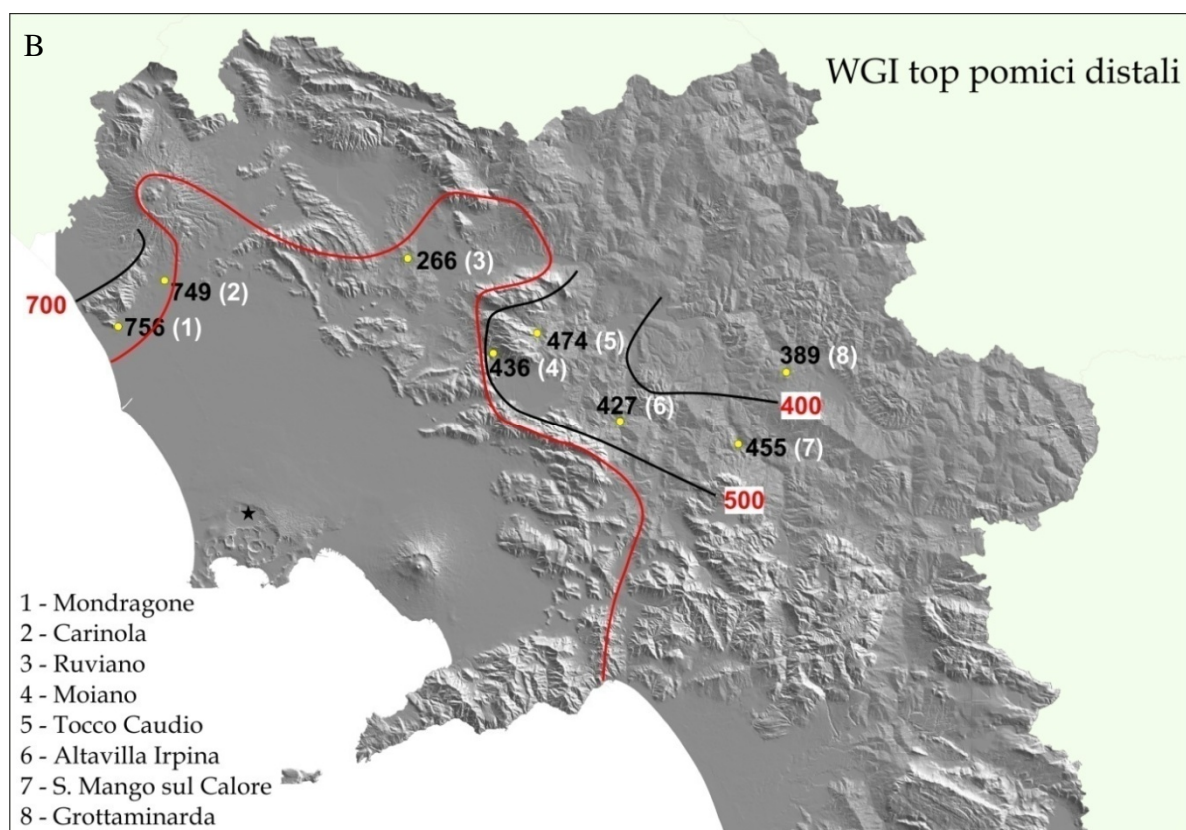
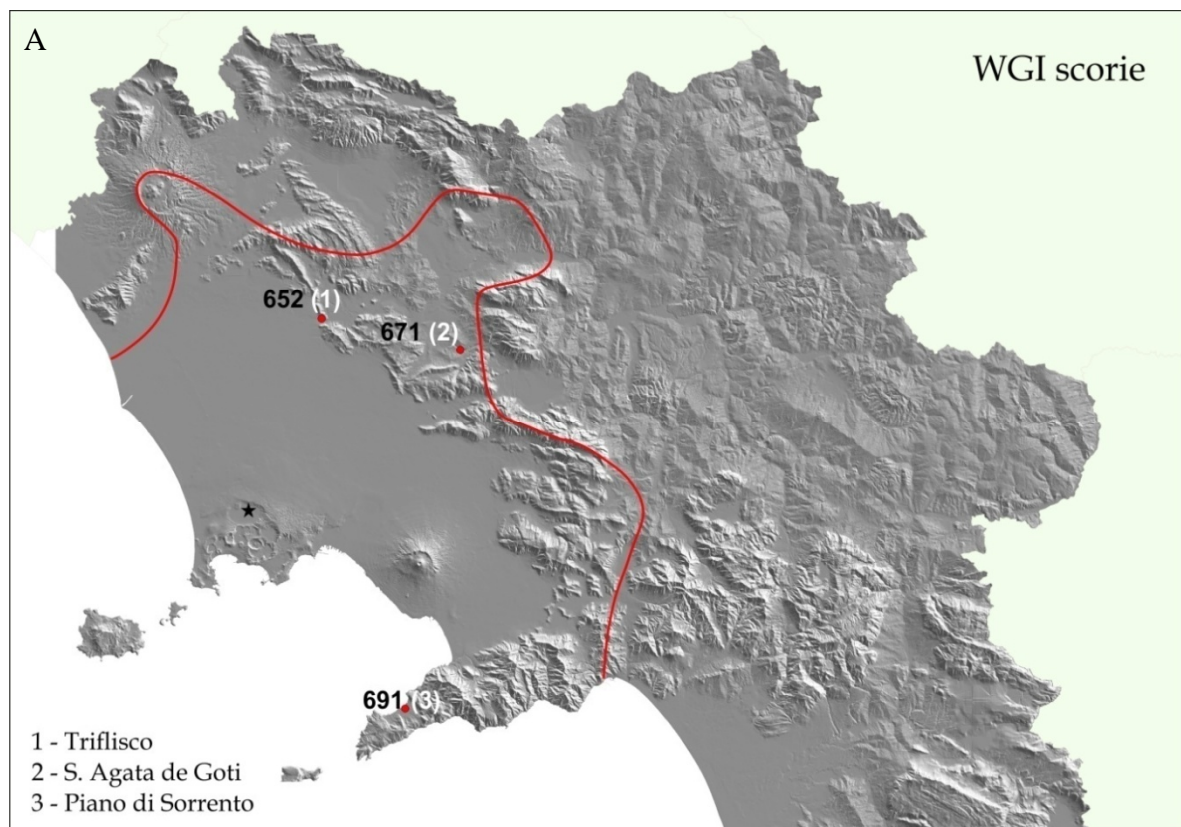


Fig. 5.22 A) Limite di distribuzione della facies a scorie di WGI. I numeri in nero indicano i valori medi di zirconio per ogni sezione. La distribuzione è fortemente influenzata dalla morfologia. B) Isolinee di zirconio (ppm) per il top della facies a pomici distali di WGI. I valori tra parentesi si riferiscono alle località indicate nella legenda. La stella indica il centro eruttivo dell'IC.

4.9 Riepilogo

I dati presentati in questo capitolo possono essere così riassunti:

- Le unità USAF, WGI e CPF sono ricche in juvenili (pomici) e subordinati litici, formati, in ordine di importanza, da lave, frammenti carbonatici e clasti tufacei, e cristalli rappresentati quasi esclusivamente da sanidino ed in minima parte plagioclasio, pirosseno e biotite.
- I livelli depleti in fini (ground layer, pod e pipe) sono ricchi in litici lavici e cristalli e subordinati juvenili (pomici).
- L'abbondanza media di litici in USAF e WGI appare simile (12 wt% in USAF, 10 wt% in WGI) mentre il contenuto medio di cristalli in WGI è più del doppio rispetto ad USAF (3,9 wt% in USAF, 8,9 wt% in WGI). L'abbondanza media dei componenti dell'unità CPF si allinea con WGI.
- Nei campioni del ground layer la quantità di litici decresce linearmente con la distanza dal centro eruttivo e specularmente l'abbondanza di pomici aumenta altrettanto linearmente.
- In USAF e WGI la variazione delle abbondanze dei componenti con la distanza dal centro eruttivo e con l'altitudine mostra che 50 km di distanza e 300 m s.l.m. rappresentano limiti oltre i quali si osserva una decisa variazione del contenuto in litici e cristalli. Tale differenza è particolarmente evidente in WGI, molto meno pronunciata in USAF.
- La morfologia ha influenzato diversamente la capacità di trasporto della corrente piroclastica che ha generato USAF e WGI. Le variazioni delle abbondanze di litici e cristalli (elementi pesanti) nei diversi settori individuati ha evidenziato che WGI è stata particolarmente influenzata dalla morfologia a differenza di USAF che ha risentito molto poco delle variazioni morfologiche a scala regionale.
- L'analisi di campo ha evidenziato, nell'unità WGI, la presenza di diverse facies distinte per componenti. Una facies presente sono in aree intermedie formata esclusivamente da depositi cineritici in cui sono immerse scorie (facies a scorie) e una facies a pomici. La facies a pomici è presente nelle aree intermedie, come un sottile livello alla base della facies a scorie, dove si osserva una gradazione verticale in cui i lapilli pomicei sono gradualmente sostituiti dalle scorie (facies a pomici basale), e nelle aree distali, dove le pomici costituiscono l'unico juvenile presente. Localmente,

la facies a scorie grada di nuovo, verticalmente, in un deposito a pomici prevalenti. La facies a scorie grada lateralmente, in aree prossimali, nella facies pipernoide della formazione della Braccia Museo (Scarpati and Perrotta, 2012).

- Le analisi chimiche hanno evidenziato differenze composizionali tra pomici e scorie. Le scorie sono leggermente più evolute rispetto alle pomici. Inoltre, si osserva un costante decremento dello zirconio con l'altezza stratigrafica nella sequenza dell'IC. Le isolinee di zirconio costruite per diverse altezze stratigrafiche di riferimento mostrano differenti andamenti rispetto alla morfologia del territorio che aiutano a ricostruire la dinamica della corrente e la mobilità (avanzamento o retrogradazione) del suo fronte.

6

Grainfabric: Orientazione dei clasti per la ricostruzione dei meccanismi deposizionali

6.1 Introduzione

Il grain fabric è una misura della disposizione spaziale dei clasti che si orientano in funzione di un campo di forze (di solito determinato dal fluido in movimento e dalla gravità). L'orientazione dei granuli, rilevata con diverse tecniche analitiche, è stata applicata allo studio di correnti di gravità (e.g. correnti piroclastiche, correnti di torbida, correnti fluviali), flusso di magma e deformazioni metamorfiche (Launeau e Robin, 1996). Nell'ambito dello studio delle ignimbriti, la disposizione spaziale dei clasti rappresenta un'importante indicatore, a secondo del modello di trasporto adottato (flussi espansi, FE, o flussi densi, FD, sensu Fisher et al., 1993): a) delle direzioni di flusso (paleocorrenti) (FD); b) della possibile ubicazione del centro eruttivo (FD); c) dei processi che hanno agito nel sistema deposizionale (boundary layer) durante l'aggradazione del deposito (FE). Secondo Branney e Kokelaar, (1992; 2002) l'orientazione dei clasti registra un record delle condizioni fisiche vigenti alla base della corrente piroclastica.

Il fabric nei depositi da corrente piroclastica è stato investigato tramite l'analisi dell'orientazione preferenziale di clasti, sia juvenili che litici, nel deposito (e.g. Schmincke e Swanson, 1967; Rees, 1979; Suzuki e Ui, 1982; Kamata e Mimura, 1983; Potter e Oberthal, 1987; Hughes e Druitt, 1998; Karátson et al., 2002; Sohn et al., 2005; 2009), tronchi abbattuti dalla corrente (e.g. Frogatt et al., 1981; Macdonald e Jefferson, 1985), fiamme embricate, vescicole schiacciate e cristalli isorientati (e.g. Elston e Smith, 1970; Chapin e Lowell, 1979; Wolff e Wright, 1981; Ui et al., 1989; Branney e Kokelaar, 1992; Leat e Schmincke, 1993; Pioli e Rosi, 2005; Andrews e Branney, 2011) e oggetti presi in carico dalla corrente durante lo scorrimento (e.g. Gurioli et al., 2002 hanno studiato l'orientazione delle tegole inglobate nei depositi da corrente piroclastica dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. a Ercolano).

Le anisotropie della suscettibilità magnetica (fabric magnetico) sono un ulteriore strumento per l'analisi del fabric (e.g. Incoronato et al., 1983; Knight et al., 1986; MacDonald e Palmer, 1990; Hillhouse e Wells, 1991; Fisher et al., 1993; Palmer et al., 1996; Cagnoli e Tarling, 1997; Baer et al., 1997; Le Pennec et al., 1998; Palmer e MacDonald, 1999; Ort et al., 1999; 2003; Porreca et al., 2003; Pioli et al., 2008; Cas et al., 2011; Gountiè Dedzo et al., 2011; Willcock et al., 2014).

La procedura più comune per l'analisi del grain fabric prevede lo studio in situ dei clasti, misurando le dimensioni dei tre assi, la loro orientazione spaziale e l'inclinazione rispetto al substrato. Questa procedura è inapplicabile ai depositi saldati o litificati o granulometricamente molto fini. Per ovviare a tale problema sono state proposte tecniche di analisi fotografica computerizzata per l'analisi del fabric (Capaccioni e Sarocchi, 1996; Capaccioni et al., 1997; 2001; Valentini et al., 2008).

L'approccio utilizzato in questa tesi, per quantificare il grain fabric in alcune sezioni della facies a scorie dell'IC, è quello proposto da Karátson et al. (2002) ed è basato su un'analisi foto-statistica. Tramite il software ImageJ, sono state misurate, in un'immagine della superficie dell'affioramento, le dimensioni visibili dell'asse maggiore e minore dei clasti e l'inclinazione dell'asse maggiore rispetto all'orizzontale. L'intensità del fabric o “*directional fabric strenght*” (R_e) è calcolata tramite la seguente equazione:

$$R_e = \frac{\sqrt{(\sum_{i=1}^n e_i \sin \varphi_i)^2 + (\sum_{i=1}^n e_i \cos \varphi_i)^2}}{\sum_{i=1}^n e_i}$$

dove φ_i è l'inclinazione dei clasti rispetto all'orizzontale e_i è l'aspect ratio (asse maggiore/asse minore) dei clasti. Gli autori propongono un fattore di correzione di R_e se la direzione della parete e l'ipotetica direzione di flusso non sono esattamente parallele. Questo fattore non è applicabile se l'angolo tra le due direzioni è $> 45^\circ$. Il valore di R_e può variare tra 0 e 1 (o tra 0 e 100%). Valori prossimi a 0 (0%) indicano un grain fabric poco sviluppato o assente mentre valori prossimi a 1 (100%) indicano un fabric direzionale molto sviluppato. Per ottenere una stima di R_e affidabile bisogna analizzare almeno 150 clasti. Il fabric è considerato da moderatamente buono o buono se il valore di R_e è $> 40\%$.

È importante sottolineare che le osservazioni sul grain fabric dell'IC presentate in questo capitolo non mirano alla ricostruzione della direzione di flusso (sistema di trasporto), piuttosto forniscono un contributo ai dati sedimentologici discussi nei capitoli precedenti, al fine di poter meglio definire i processi agenti nel boundary layer durante la sedimentazione.

6.2 Il fabric nell'Ignimbrite Campana: fonti bibliografiche

Fisher et al. (1993) e Ort et al. (2003) hanno studiato le anisotropie della suscettibilità magnetica (AMS) nei depositi da corrente piroclastica dell'ICe concludendo che il sistema deposizionale della corrente piroclastica è stato fortemente influenzato dalla paleomorfologia. Le direzioni degli assi magnetici principali sono talvolta opposti o ruotati di un certo angolo rispetto all'ipotizzata direzione di flusso a scala regionale proveniente dalla sorgente che gli autori localizzano nell'area di Pozzuoli nei Campi Flegrei. Questa divergenza è stata attribuita al drenaggio del corpo ignimbrico verso la base dei versanti o nelle valli durante o immediatamente dopo la deposizione. Il deposito si è aggradato da una corrente fortemente espansa e turbolenta (sistema di trasporto) spessa almeno 1000 m, il cui sistema deposizionale è stato deflesso dalla morfologia locale. Anche Ort et al. (1999) hanno studiato il fabric magnetico (AMS) dell'IC e hanno osservato una variazione laterale dell'intensità dell'orientazione delle lineazioni magnetiche. Prossimalmente le lineazioni magnetiche hanno una debole orientazione che diviene sempre più sviluppata verso le aree distali. Gli autori attribuiscono il debole fabric magnetico prossimale a due possibili cause: 1) una corrente estremamente energetica tale da impedire lo sviluppo di lineazioni o 2) un'elevata variazione nel tempo dell'intensità dello shear stress durante la deposizione. Allontanandosi dall'area sorgente, la corrente ha perso energia, sviluppando un sistema deposizionale più concentrato tale da permettere una migliore azione dello shear stress e la formazione di un fabric magnetico preferenziale (sempre controllato dalla morfologia del substrato).

6.3 Osservazioni sul fabric nell'IC

Cappelletti et al. (2003) e Langella et al., (2013) riportano la presenza di scorie fortemente deformate e appiattite in WGI, che è quindi l'unità più adatta per le osservazioni sul grain fabric. Infatti, le dimensioni grossolane dei clasti in alcune località permettono di definirne il grado di appiattimento (aspect ratio, cioè asse maggiore/asse minore fino a 6-8 in WGI) e l'orientazione spaziale e di applicare il metodo precedentemente descritto.

Nel presente lavoro l'analisi di campo ha evidenziato una netta differenza tra le due facies distinte per componenti (facies a scorie e facies a pomici distale) nell'unità WGI. La facies a pomici, che comprende i depositi più distali, è caratterizzata dalla totale assenza di un fabric direzionale. Nella facies a pomici distale, i lapilli dispersi nella matrice appaiono tendenzialmente equidimensionali o leggermente allungati (aspect ratio < 2) in tutto lo spessore del deposito rendendo difficile la determinazione dell'orientazione preferenziale che

appare isotropa (Fig. 6.1). Diversamente, nella facies a scorie è possibile osservare un'ampia variazione morfologica dei clasti da equidimensionali a fortemente allungati (aspect ratio fino a 5, talvolta fino a 8) spesso coesistenti. La deformazione appare più evidente nella parte bassa e mediana del deposito dove il grado di saldatura è maggiore. Sebbene localmente la deformazione dei clasti sia significativa, solo in rari casi è possibile osservare un'orientazione preferenziale. In molti casi i clasti allungati mostrano immersioni opposte (fabric caotico; Fig. 6.2).

Solo localmente si osserva nell'ignimbrite la presenza di scorie appiattite (aspect ratio fino a 7) ed embricate come nel caso della località Visciano (Fig. 6.3). Applicando il metodo precedentemente descritto, il valore di R_e è del 90% che indica una forte orientazione preferenziale dei clasti. Un caso analogo è stato descritto nel capitolo dedicato al rilevamento stratigrafico (Capitolo 2) nella sezione studiata in località Acqua Fidìa (sez. 23). Le scorie si presentano appiattite ed immergono nel verso opposto al versante carbonatico orientato verso i Campi Flegrei.

In Fig. 6.4 e 6.5 sono mostrate le variazioni di grain fabric con l'altezza stratigrafica nell'unità WGI in due sezioni selezionate (42 - Piano di Sorrento e 14 - Sant'Agata de'Goti). In ogni immagine è indicato il numero di clasti analizzato ed il valore del "*fabrics trenght*" (R_e). L'aspect ratio dei clasti varia da 1 a 4, raramente arriva a 5. In entrambi i casi, il valore di R_e decresce con l'altezza e appare essere moderatamente buono solo verso la base del deposito, in accordo con i criteri di Karátson et al. (2002), mentre diviene assolutamente caotico con l'altezza stratigrafica. Dalla base al tetto, il valore di R_e varia dal 53% al 34% al 24% a Piano di Sorrento e dal 49% al 31% al 19% a S. Agata de Goti.



Fig. 6.1 Clasti grossolani (dai lapilli a blocchi) nella facies a pomici dell'IC a Carinola (CE). Le pomici appaiono da equidimensionali a poco allungate senza alcuna orientazione (fabric isotropo).



Fig. 6.2 Scorie nell'unità WGI a S. Angelo in Formis (sinistra) e Sorrento (destra). I clasti allungati presentano localmente immersioni opposte (indicate dalle frecce). Il grain fabric è caotico.

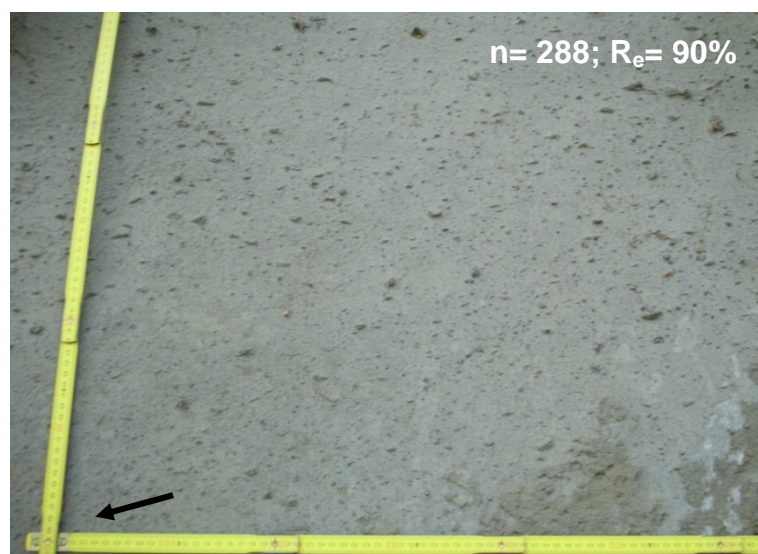


Fig. 6.3 Scorie schiacciate ed embricate nell'unità WGI in località Visciano (AV). Il clasti mostrano un fabric direzionale abbastanza sviluppato. Direzione di flusso da sinistra a destra. L'inclinazione media dei clasti è 10° . La freccia indica l'immersione dei clasti. R_e = fabric straightness calcolato seguendo Karátson et al., 2002; n = numero di clasti analizzati.

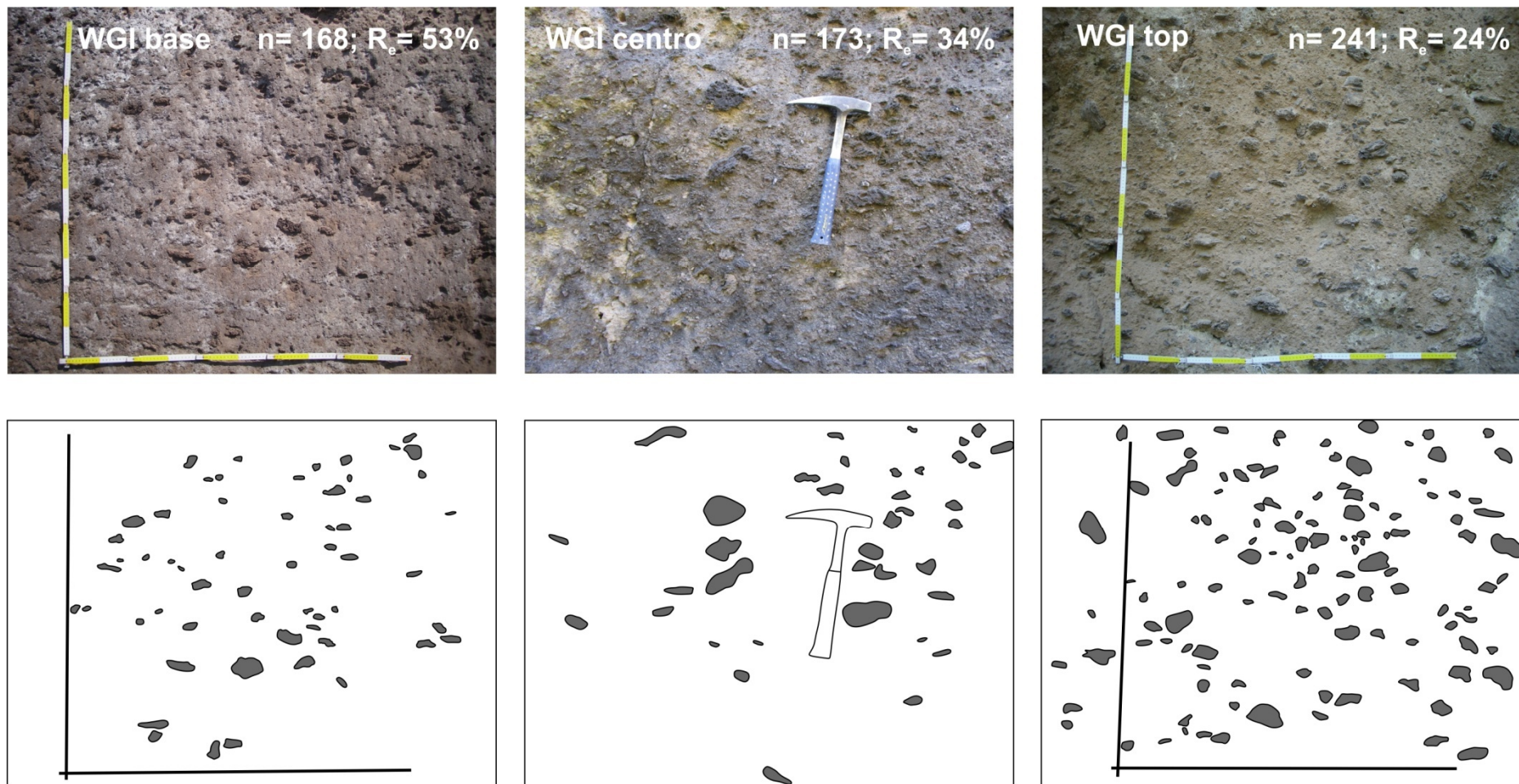


Fig. 6.4 Valori del “*directional fabric strenght*” (R_e), calcolato secondo Karátson et al.(2002), a varie altezze nell’unità WGI in località Piano di Sorrento. Il valore di R_e decresce con l’altezza stratigrafica. Negli schemi in basso sono evidenziati alcuni dei clasti analizzati. Essi variano morfologicamente da circa equidimensionali ad allungati. Se allungati, in molti casi, presentano immersioni opposte. È inoltre possibile osservare come le dimensioni massime delle scorie aumenti con l’altezza stratigrafica.

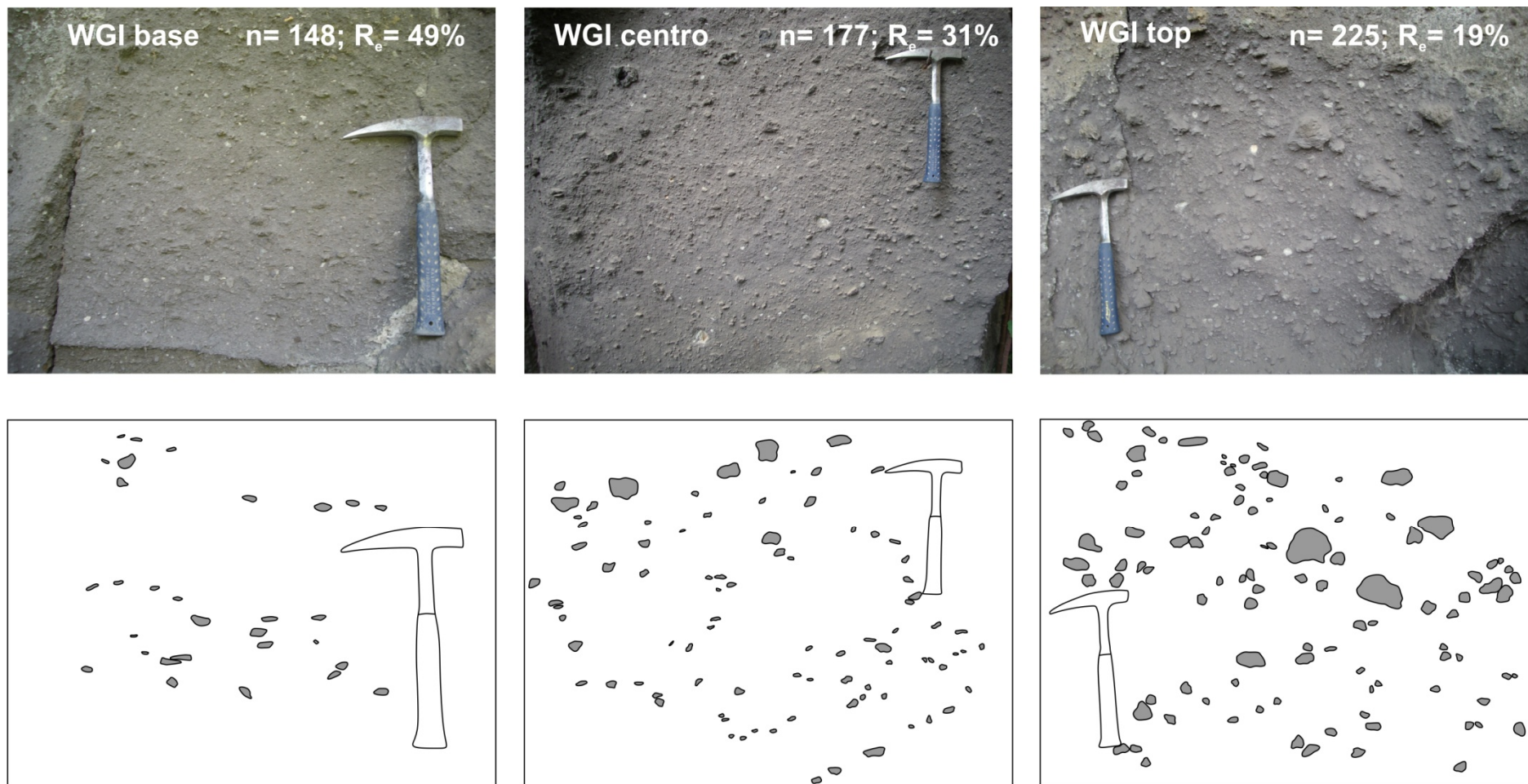


Fig. 6.5 Valori del “*directional fabric strenght*” (R_e), calcolato secondo Karátson et al.(2002), a varie altezze nell’unità WGI in località S. Agata de Goti. Il valore di R_e decresce con l’altezza stratigrafica. Negli schemi in basso sono evidenziati alcuni dei clasti analizzati. Essi appaiono tendenzialmente equidimensionali o poco allungati (ad eccezione della base dell’unità dove molti clasti appaiono allungati). È inoltre possibile osservare come le dimensioni massime delle scorie aumenti con l’altezza stratigrafica.

7

Il volume dell'Ignimbrite Campana: una stima basata sulle abbondanze dei componenti

7.1 Introduzione

Le stime del volume dei depositi dell'Ignimbrite Campana mostrano un'ampia variabilità dovuta alle molteplici difficoltà relative alla valutazione del volume dei depositi da corrente piroclastica (e.g. distribuzione areale e superficie irregolare, articolazione della morfologia del substrato, variazione dello spessore non lineare con la distanza, erosione, variazione della densità del deposito dovuta a saldatura o litificazione). Il volume stimato dell'IC va da 30 km³ (Thunell et al., 1979) a 80 km³ (Rosi et al., 1983; Cornell et al., 1983) a 120-130 km³ DRE (Civetta et al., 1997; Marianelli et al., 2006) e da 180 km³ (Rolandi et al., 2003) a 500 km³ (Fisher et al., 1993) di tephra. I criteri utilizzati per le stime sono essenzialmente geometrici: ad esempio, il volume dei prodotti eruttati è stato considerato equivalente al volume dell'area collassata durante l'eruzione (e.g. Rosi et al., 1983); altrimenti, la geometria del deposito è stata postulata con un andamento di un solido regolare (cono), avente come raggio la massima distanza dal centro eruttivo raggiunta dai depositi e come altezza lo spessore massimo del deposito (e.g. Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997). Inoltre, le stime riportate in letteratura, non hanno tenuto conto dell'ignimbrite depositata nel golfo di Napoli per sedimentazione da una corrente radiale proveniente dai Campi Flegrei.

Anche le stime del volume della cenere co-ignimbritica sono molto discordanti. Le stime effettuate, che considerano la distribuzione areale e lo spessore del deposito, vanno da 30-40 km³ (Thunell et al., 1979) a 73 km³ (Cornell et al., 1983) a 100 km³ (Perrotta and Scarpati, 2003) a 72-120 km³ (Pyle et al., 2006) a 140 km³ (Rolandi et al. 2003). Costa et al., 2012 propongono un volume di 250 – 300 km³ tramite sulla base di un modello computazionale basato su dati relativi alla circolazione atmosferica e parametri vulcanologici.

Recentemente, Scarpati et al. (2014) hanno presentato una panoramica sulle stime del volume dell'IC presenti in letteratura e le metodologie con cui sono state ottenute (per i dettagli si rimanda alla loro tabella 2), evidenziandone i limiti e le criticità legate innanzitutto alla variabilità della distribuzione e dello spessore dei depositi in base alla paleomorfologia. Gli stessi autori forniscono una nuova stima del volume dell'IC che esula da criteri geometrici. Il metodo di calcolo si basa sul fattore di arricchimento in cristalli (enrichment

factor di Walker, 1972) e contemporaneo impoverimento in cenere fine (vitric loss di Sparks e Walker, 1977) dell'ignimbrite e prevede la conoscenza della quantità (volume) di materiale elutriato durante il moto della corrente piroclastica e sedimentato come cenere distale (co-ignimbritica). Il volume della cenere co-ignimbritica rappresenta una certa percentuale del volume totale depositato durante quella che gli autori chiamano “fase da collasso” (volume totale dei depositi sedimentati come ignimbrite e cenere co-ignimbritica) ed è in relazione all'intensità del processo di elutrazione che è responsabile “dell'allontanamento” (Vitric Loss) della frazione juvenile fine dal corpo della corrente piroclastica (e dall'ignimbrite da essa prodotta). Un'elevata elutrazione della frazione fine si riflette in un relativo incremento della concentrazione in cristalli nell'ignimbrite (Walker, 1972).

La relazione tra vitric loss e volume co-ignimbritico (V_{ci}) proposta da Scarpati et al. (2014) per il calcolo del volume di un'ignimbrite è $V = (V_{ci} / \text{vitric loss}) - V_{ci}$.

In Tab. 7.1 sono riportati i dati di enrichment factor (stimati secondo la procedura proposta da Walker, 1972) e vitric loss prodotti durante questa tesi e pubblicati da Scarpati et al., (2014). Il calcolo è stato effettuato su 12 campioni (pomici) prelevati in tutte le unità dell'IC (USAF, WGI e CPF) in diverse località. L'enrichment factor medio è 6,5 con valore massimo di 7,9 (USAF) e minimo di 5,6 (WGI). Esso è prossimo al valore 5,5 fornito da Walker (1972) per l'IC calcolato su un solo campione. Il vitric loss medio è del 65% (ovvero il 65% del materiale trasportato durante la fase da collasso è stato sedimentato come cenere co-ignimbritica). Il volume della cenere co-ignimbritica dell'IC utilizzato nel calcolo del volume dell'ignimbrite è 100 km^3 (Perrotta e Scarpati, 2003 e valore medio di Pyle et al., 2006)

La stima del volume, calcolato secondo la relazione proposta da Scarpati et al. 2014, è di 154 km^3 di tephra (54 km^3 ignimbrite + 100 km^3 co-ignimbrite) equivalenti a 67 km^3 DRE (25 km^3 ignimbrite + 42 km^3 co-ignimbrite). La massa (ignimbrite + co-ignimbrite) stimata è $1,74 \times 10^{14} \text{ kg}$ corrispondente ad una magnitudo, calcolata come proposto da Mason et al. (2004), di 7,2.

Tab. 7.1 Valori di enrichment factor e vitric loss di 12 campioni prelevati in tutte le unità dell'IC. Le altezze stratigrafiche dei campioni sono indicate nelle sezioni delle rispettive località (capitolo 2). Le località di campionamento sono indicate in Fig. 2.2.

Sezione	Campione	Unità	Località	Pomice		Ignimbrite		k	Wi	EF	VL	EF medio	VL medio
				P1	C1	P2	C2						
24	ICI25	USAF	Monteforte Irpino	97.89	2.11	79.66	20.34	91.60	17.90	11.85	82.1	7.87	68.4
24	ICI26	USAF	Monteforte Irpino	96.87	3.13	77.51	22.49	79.64	31.45	8.97	68.6		
14	ICI56	USAF	S. Agata de Goti	93.69	6.31	82.76	17.24	83,60	47.00	3.09	53.0		
14	ICI57	USAF	S. Agata de Goti	97.53	2.47	84.25	15.75	82.82	30.17	7.38	69.8		
24	ICI27	WGI/LYT	Monteforte Irpino	94.06	5.94	70.43	29.57	82.96	33.70	6.65	66.3	5.64	63.2
24	ICI28	WGI/LYT	Monteforte Irpino	93.64	6.36	78.35	21.65	82.39	41.81	4.07	58.2		
20	ICI86	WGI/LYT	Altavilla Irpina	93.39	6.61	73.63	26.37	81.28	39.09	5.06	60.9		
20	ICI87	WGI/LYT	Altavilla Irpina	93.75	6.25	73.54	26.46	81.87	37.47	5,40	62.5		
20	ICI88	WGI/LYT	Altavilla Irpina	93.66	6.34	70.87	29.13	82.68	35.31	6.07	64.7	6.25	63.4
9	ICI131	WGI/LYT	Ruviano	95.43	4.57	75.98	24.02	82.29	33.37	6.60	66.6		
7	ICI61	CPF	Casella	94.02	5.98	64.16	35.84	81.60	32.02	8.78	68.0		
7	ICI62	CPF	Casella	93.85	6.15	76.35	23.65	79.43	41.23	4.73	58.8		
Valore medio												6.57	65.0

P1 = Wt% di vetro nella pomice frantumata.

C1 = Wt% di cristalli nella pomice frantumata.

P2 = Wt% di vetro nella matrice del deposito (ignimbrite).

C2 = Wt% cristalli nella matrice del deposito (ignimbrite).

k = Wt% di materiale (ignimbrite) più fine di 2 mm.

Wi = Percentuale di materiale depositato come ignimbrite.

EF = enrichment factor $((C2/P2)*(P1/C1))$, Walker, 1972).

VL = vitric loss = 100-Wi

7.2 Il volume dell'IC: proporzione tra componenti

Le proporzioni volumetriche tra i componenti dell'IC possono essere calcolate sulla base dei dati ottenuti dall'analisi dei componenti delle diverse unità. Nella stima del volume dei componenti (Tab. 7.2) nell'IC si terrà conto solo delle abbondanze di vetro, litici e cristalli di USAF e WGI in quanto l'unità CPF ha una distribuzione (e quindi volume) estremamente limitata (si veda la Fig. 2.2). Come mostrato nel capitolo 5, la percentuale in peso media di litici in USAF e WGI è molto simile (12 e 10 wt% rispettivamente) pertanto un valore medio di 11 wt% può essere assunto per l'IC. Viceversa, i cristalli mostrano una netta differenza tra le due unità (3,9 in USAF e 8,9 in WGI). Dal punto di vista volumetrico non è possibile stabilire una proporzione tra i depositi di USAF e WGI, sebbene osservazioni di campo permettono di attribuire una netta prevalenza all'unità WGI; pertanto le percentuali in peso medie di cristalli in USAF e WGI sono considerate, rispettivamente, come valori minimo e massimo per l'IC.

Il volume (V_i) di riferimento per i depositi (tephra) da corrente piroclastica dell'IC è 54 km³ equivalenti a un volume di magma (V_{iDRE}) di 25 km³ (Scarpato et al., 2014). Utilizzando una densità media del deposito di 1200 kg m⁻³ (Colella et al., 2013) la massa (M_i) stimata dell'ignimbrite è:

$$M_i = 54 \text{ km}^3 * 1200 \text{ kg m}^{-3} = 6,5 \times 10^{13} \text{ kg}$$

Ricalcolando tale massa rispetto alle percentuali in peso di litici e cristalli si ottiene:

$$M_l \text{ (massa litici)} = (6,5 \times 10^{13} \text{ kg} / 100) * 11 = 7,2 \times 10^{12} \text{ kg}$$

$$M_{cristmin} \text{ (massa cristalli minima)} = (6,5 \times 10^{13} \text{ kg} / 100) * 3,9 = 2,5 \times 10^{12} \text{ kg}$$

$$M_{cristmax} \text{ (massa cristalli massima)} = (6,5 \times 10^{13} \text{ kg} / 100) * 8,9 = 5,8 \times 10^{12} \text{ kg}$$

Considerando per i litici una densità media stimata di 2440 kg m⁻³ (capitolo 5) e per i cristalli di 2500 kg m⁻³, i volumi di litici e cristalli nell'IC sono:

$$V_l \text{ (volume litici)} = 7,2 \times 10^{12} \text{ kg} / 2440 \text{ kg m}^{-3} = 2,95 \text{ km}^3$$

$$V_{cristmin} \text{ (volume cristalli minimo)} = 2,5 \times 10^{12} \text{ kg} / 2500 \text{ kg m}^{-3} = 1,01 \text{ km}^3$$

$$V_{cristmax} \text{ (volume cristalli massimo)} = 5,8 \times 10^{12} \text{ kg} / 2500 \text{ kg m}^{-3} = 2,31 \text{ km}^3$$

Il volume V_j della frazione juvenile (vetro e cristalli) dell'ignimbrite è:

$$V_j = V_i - V_l = 54 \text{ km}^3 - 2,95 \text{ km}^3 = 51,05 \text{ km}^3$$

Il volume della sola frazione vetrosa, considerando il volume minimo e massimo dei cristalli, varia tra 48,7 e 50 km³. Considerando che il volume della cenere co-ignimbritica (100 km³; Perrotta and Scarpati, 2003) è interamente composto da vetro (Engwell et al., 2014), il volume totale del vetro messo in posto durante la fase da corrente piroclastica (e correlata nube co-ignimbritica) varia tra 148,7 e 150 km³.

Il volume di magma (DRE) della frazione juvenile (V_{jDRE}) dell'ignimbrite è:

$$V_{jDRE} = V_{iDRE} - V_l = 25 \text{ km}^3 - 2,95 \text{ km}^3 = 22,1 \text{ km}^3$$

mentre il volume DRE della frazione vetrosa, considerando il volume minimo e massimo dei cristalli, varia tra 19,7 e 21 km³. Considerando per la cenere co-ignimbritica un volume DRE di 42 km³ (Scarpati et al., 2014), il volume di magma eruttato come vetro durante l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (escludendo l'unità da caduta) varia tra 61,7 e 63 km³.

Tab 7.2 Volume dei componenti (vetro, litici e cristalli) nell'Ignimbrite Campana. Tra parentesi valori dense rock equivalent (DRE).

	Volume (km ³)		Riferimenti
	<i>minimo</i>	<i>massimo</i>	
Ignimbrite		54 (25)	Scarpati et al., 2014
Cenere co-ignimbritica		100 (42)	Perrotta e Scarpati, 2003 Scarpati et al., 2014
Litici		2,95	
Cristalli	1,01	2,31	
Vetro	48,7 (19,7)	50 (21)	
Vetro (ignimbrite + co-ignimbrite)	148,7 (61,7)	150 (63)	

8

Interpretazione delle litofacies e architettura dell'Ignimbrite Campana

8.1 Introduzione

Il termine “architettura” sottintende alla struttura complessiva di un'ignimbrite che comprende la distribuzione, lo spessore, le litofacies e le loro associazioni verticali e laterali e le relazioni tra i depositi e la morfologia del substrato (Branney e Kokelaar, 2002).

Nei primi due paragrafi sono introdotti i meccanismi eruttivi che hanno influenzato la fase da corrente piroclastica dell'eruzione ed è discusso, sulla base dei dati di campo, se l'IC è stata messa in posto da una o più unità di flusso. Nei paragrafi successivi sono ripresi i caratteri litologici, granulometrici e dei componenti delle varie litofacies e proposta un'interpretazione dei relativi meccanismi di messa in posto. Lo studio di facies, alla scala dell'affioramento, permette la ricostruzione dei processi deposizionali (Sumner et al., 2008), ovverosia i processi fisici attivi nel boundary layer (i.e. la base della corrente piroclastica, in contatto con il substrato o con il deposito in aggradazione, dalla quale avviene la sedimentazione; le condizioni fisiche agenti in questa porzione della corrente determinano la struttura del deposito) durante la sedimentazione.

Inoltre, è ricostruita per la prima volta l'architettura complessiva dell'Ignimbrite Campana. Come illustrato nei capitoli precedenti, riguardanti la descrizione delle litofacies e la loro distribuzione, l'IC presenta una struttura complessa, anche se le singole litofacies possono essere persistenti per decine di chilometri. Studi sedimentologici e vulcanologici di depositi di flussi di sedimenti controllati dalla gravità (es. torbiditi, correnti piroclastiche), convengono nel dimostrare che proprio dalle associazioni di facies è possibile comprendere la dinamica complessiva del flusso (Sumner et al., 2012; Brown e Branney, 2013; Smith e Kokelaar, 2013; Postma e Cartigny, 2014). Sulla base delle associazioni verticali e longitudinali di facies e dell'individuazione di superfici deposizionali criptiche (depocrone di Branney e Kokelaar, 2002) tramite mappatura chimica (e.g. approccio di Williams et al., 2013) sono quindi investigate le condizioni di flusso (corrente diluita o concentrata) e il regime di flusso (turbolento o laminare) della corrente piroclastica che ha prodotto l'Ignimbrite Campana, nonché le variazioni della dinamica, nel tempo e nello spazio.

8.2 Cenni sui meccanismi eruttivi e sull'evoluzione del centro eruttivo

La determinazione quantitativa dei tipi e delle quantità dei componenti presenti nelle diverse unità, permette una valutazione dei processi che si sono verificati nella camera magmatica e più specificatamente nel condotto eruttivo. Tutte le unità analizzate presentano un elevato contenuto medio di juvenili, un contenuto subordinato ma mediamente costante di litici (12 wt% in USAF, 10 wt% in WGI) mentre il contenuto medio di cristalli in WGI è più del doppio rispetto ad USAF (3,9 wt% in USAF, 8,9 wt% in WGI). La prevalenza nel deposito di juvenili ben vescicolati testimonia del carattere francamente magmatico dell'intera eruzione. L'uniformità di contenuto in litici nelle diverse unità indica delle condizioni di relativa stabilità del condotto, durante questa fase dell'eruzione. E' importante ricordare che alla fine di questa fase eruttiva, nelle aree prossimali, si accumulano forti spessori di brecce litiche associate ad un notevole sprofondamento calderico (Scarpati e Perrotta, 2012). L'aumento del contenuto di cristalli potrebbe essere causato dal drenaggio di una porzione più profonda e ricca in cristalli della camera magmatica. Uno degli aspetti peculiari di questo deposito è la presenza di due juvenili a diversa densità/vescicolazione; aspetto che è stato osservato anche nei depositi di altre eruzioni (Perrotta e Scarpati, 1994; Piochi et al., 2008; Palladino et al., 2014). Se compariamo clasti della stessa classe granulometrica (-5ϕ) l'indice di vescicolazione medio dei clasti pomicei è dell'81%, tale indice si riduce al 69% per i clasti scoriacei. La diversa struttura dei due juvenili è attribuita in letteratura (Francis e Oppenheimer, 2004; Schmincke, 2004) alla diversa composizione dei clasti, felsica per le pomici e mafica per le scorie. Nel caso dei frammenti analizzati, le scorie sono mediamente più differenziate rispetto alle pomici, anche se entrambe rientrano nel campo delle trachiti. E' evidente, quindi, che la composizione non è determinante nell'influenzare la tessitura degli juvenili presenti nel deposito. La presenza contemporanea di juvenili a diversa vescicolazione può essere dovuta a cause esterne (interazione con acqua, Barberi et al., 1994) o fattori associati alla dinamica eruttiva (Perrotta and Scarpati, 1994; Palladino and Simei, 2005; Piochi et al., 2008; Bear et al., 2009). Come già discusso precedentemente non ci sono evidenze di interazione acqua/magma durante l'eruzione dell'IC. Modelli numerici presentati da Sparks (1978) e Parfitt e Wilson (1995) dimostrano che la transizione da uno stile hawaiano ad uno stromboliano dipende dalla velocità di risalita del magma. Analogamente, e considerando i modelli proposti da Bear et al. (2009) relativo all'ignimbrite di Sutri e da Piochi et al. (2008) relativo ai depositi del Monte Nuovo, si propone che la coesistenza di pomici e juvenili densi (scorie) nell'IC, dipende dalla velocità di risalita del magma. La

velocità di risalita del magma in un condotto vulcanico varia lateralmente, è massima al centro e diminuisce lateralmente a causa dell'attrito con le pareti. Nelle regioni centrali del condotto, dove la velocità di risalita è maggiore, i gas formano bolle che non riescono a migrare (degassare) in modo efficiente prima che la frammentazione riduca il magma ad una mistura di pomici ben vescicolate e gas. Nelle regioni periferiche, dove la velocità di risalita del magma è minore, le bolle possono migrare e degassare attraverso le pareti del condotto. Questa porzione di magma risulta quindi poco vescicolata e frammentandosi produce scorie. I due tipi di juvenili si mescolano nel condotto e nella colonna eruttiva. La presenza di soli juvenili pomicei durante la prima fase dell'eruzione e durante la messa in posto di USAF e della base di WGI, suggerisce che il tasso di decompressione era talmente elevato da inibire un degassamento efficiente delle porzioni di magma prossime alle pareti del condotto, favorendo quindi lo sviluppo di un magma omogeneamente ben vescicolato, che produce pomici alla frammentazione.

La dinamica dell'eruzione permette di ricostruire l'evoluzione della sorgente. Il deposito basale da caduta suggerisce la presenza di una bocca eruttiva centrale durante la prima fase dell'eruzione (Rosi et al. 1999; Pappalardo et al. 2002; Scarpati e Perrotta, in prep.). L'unità USAF rappresenta probabilmente il prodotto derivante dal collasso della colonna eruttiva, la cui altezza subito prima del completo collasso (sedimentazione del livello E dell'unità PPF di Perrotta e Scarpati, 2003) era di circa 23 km (Scarpati e Perrotta, in prep.). Anche per la successiva facies pipernoide dell'IC, Ort et al. (1999) ipotizzano, sulla base delle anisotropie della suscettibilità magnetica, l'origine da una bocca centrale nell'area flegrea. Poiché l'unità WGI è considerata l'equivalente medio-distale (transizione laterale) del Piperno (Scarpati e Perrotta, 2012) anche per quest'unità possiamo riferirci ad un'origine da una bocca centrale. Infine, la distribuzione di brecce litiche e spatter saldati (Breccia Museo), stratigraficamente sovrapposti in aree prossimali al Piperno/WGI (Perrotta e Scarpati, 1994; Scarpati e Perrotta, 2012) potrebbe essere associata ad una emissione lungo faglie anulari prodottesi a seguito di uno sprofondamento calderico (Orsi et al. 1996; Rosi et al. 1996).

8.3 Ignimbrite Campana: una o più unità da flusso?

Il dettagliato studio di campo dei depositi medio-distali da corrente piroclastica dell'IC ha evidenziato l'assenza di superfici di erosione sub-aerea o paleosuoli nella successione ignimbritica. Sono stati osservati solo in due località, dei livelli di materiale rimaneggiato

(brecce) intercalati nell'unità WGI. A Mondragone (Capitolo 2, sezione 5), ai piedi del Monte Massico, due livelli di brecce calcaree sono intercalati nell'IC (WGI) alla base dei versanti (tali brecce sono riportate anche da Civetta et al., 1997) mentre a Sessa Aurunca, sul versante occidentale del vulcano Roccamonfina, è intercalato nell'IC (WGI) un solo livello di brecce litiche, formato da blocchi di lava contenenti abbondanti cristalli di leucite,. Anche Rolandi et al. (2003) identificano diversi livelli di brecce nell'IC, affioranti nella Piana Campana (es. Mondragone). Secondo Civetta et al. (1997), le brecce calcaree nell'area di Mondragone separano diverse unità da flusso sovrapposte, aventi composizione leggermente differente. Invece, Rolandi et al. (2003) ritengono che le brecce definiscono i luoghi di emissione del flusso piroclastico dell'IC lungo faglie appenniniche e che esse dividono la sequenza dell'IC in due unità stratigrafiche, separate da una superficie di erosione (Capitolo 1) legata ad una stasi nella deposizione (hiatus deposizionale).

Le brecce studiate a Mondragone e a Sessa Aurunca sono formate da una matrice di cenere vulcanica in cui sono dispersi frammenti da subangolari ad arrotondati del substrato (calcareo o lavico). Gli orizzonti di breccia sono discontinui lateralmente e mostrano uno spessore variabile. Tali orizzonti sono ubicati esclusivamente alla base dei rilievi. L'origine superficiale dei componenti e la loro composizione monolitologica, legata al substrato locale, suggerisce che non si tratta di brecce eruttate da centri eruttivi diffusi. Inoltre, la presenza di una matrice cineritica del tutto simile a quella dell'unità a cui sono intercalati (WGI) è, probabilmente, dovuta alla contemporanea messa in posto delle diverse componenti di queste brecce. La presenza di brecce calcaree (o laviche) ai piedi del versante è comunemente dovuta a fenomeni di rimobilizzazione di detrito incoerente che scivola e si accumula nelle aree topograficamente depresse. Nelle stesse località dove sono state riscontrate queste brecce intercalate nell'IC, è possibile osservare a letto ed a tetto dell'IC numerose brecce simili, separate da paleosuoli. E' evidente che accumuli dovuti a debris flow rappresentano la normale dinamica evolutiva di questi versanti. L'innesco di debris flow durante l'evento eruttivo non è casuale ma è probabilmente dovuto all'intensa attività sismica associata all'eruzione ed all'evento calderico che determina lo sprofondamento di una porzione notevole dell'area flegrea. Secondo questa ricostruzione il materiale instabile, presente sui versanti, è mobilizzato a seguito della intensa attività sismica sineruttiva e si accumula rapidamente ed episodicamente durante l'aggradazione del deposito ignimbrico, che ne costituisce la matrice. Altri tipi di discontinuità, quali ad esempio erosioni interne alla successione, possono essere invocate per definire la presenza di una o più unità eruttive/deposizionali. Sono state osservate superfici di erosione interna tra le lamine che

compongono la facies stratificata di USAF e, localmente, alla base di WGI. I contatti netti e le superfici troncate sono causati da fasi di non deposizione o di erosione temporanee della corrente piroclastica, durante l'aggradazione del deposito (specialmente durante la fase trattativa che ha messo in posto USAF, discussa in dettaglio di seguito).

Quindi, l'assenza di paleosuoli tra le varie unità e all'interno delle singole unità, suggerisce l'aggradazione del deposito ignimbrico durante una fase eruttiva continua, mentre le discontinuità osservate in USAF e alla base di WGI sono il risultato di fenomeni erosivi legati alla dinamica della corrente e quindi sindeposizionali. E' importante, rimarcare, infine, che la presenza di locali e discontinui livelli rimaneggiati non è associata ad eventi verificatisi durante pause eruttive, ma conseguenza della dinamica eruttiva che produce eventi sismici che innescano movimenti sui versanti con la formazione di debris sineruttivi. Eventi di questo tipo sono frequenti alla base del versante del Monte Somma e nella Piana Campana e sono associati all'attività del Somma Vesuvio. In queste zone è ricorrente osservare depositi da debris flow interstratificati con prodotti primari, a testimonianza della messa in posto sineruttiva dei flussi secondari (Perrotta et al., 2006a; 2006b)

8.4 Interpretazione delle litofacies

In questo paragrafo sono interpretate le caratteristiche delle litofacies identificate nell'IC (le abbreviazioni delle litofacies sono riportate in Tab. 3.1) in termini dinamici al fine di evidenziare i processi agenti nel boundary layer durante la sedimentazione. Per ogni litofacies è indicata con termini qualitativi (alta o bassa) la concentrazione nel boundary layer per la quale non è possibile fornire un valore preciso. Dade (2003), attraverso un modello quantitativo applicato a diverse ignimbriti aventi un basso aspect ratio e ritenute il prodotto di correnti turbolente propone, per la corrente che ha prodotto l'IC, una concentrazione di solidi di $5,7 \times 10^{-2}$ basandosi sui dati di Fisher et al. (1993). Tale valore rappresenta la concentrazione del corpo turbolento (bassa concentrazione) della corrente (*parent flow*) pertanto esso può essere considerato come un valore soglia oltre il quale la concentrazione tende a divenire "alta" nel boundary layer della corrente dell'IC.

8.4.1 Fines-poor lithic lapilli tuff (f-poor ILT)

La facies f-poorILT presenta un ottimo sorting, impoverimento in fini, clasti sub-angolari e diminuzione sistematica della mediana e della dimensione massima dei clasti con la distanza dal centro eruttivo. Sebbene queste caratteristiche ricordino quelle tipiche di un deposito da

caduta (Walker, 1971), la costante presenza di un contatto basale erosivo (principalmente sull'unità PPF) e il decremento della dimensione dei litici anche con la quota s.l.m (la granulometria di un deposito da caduta non è influenzata dalla quota a causa della sedimentazione granulo a granulo dalla colonna eruttiva) suggeriscono il trasporto dei piroclasti all'interno di una corrente piroclastica.

Livelli depleti in fini e ricchi in litici, con sorting variabile da buono a moderato (talvolta scadente), presenti alla base (ground layer, GL) o intercalati in depositi da corrente piroclastica sono ampiamente riportati in letteratura (Taupo Ignimbrite, Baumgart e Healy, 1956; Walker et al., 1981; livello 1H di Wilson e Walker, 1982; Laacher See Volcano, Freundt e Schmincke, 1985; Ata Ignimbrite, Suzuki-Kamata, 1988; Buesch, 1992; Breccia Museo, Perrotta e Scarpato, 1994; Tufo Verde di Pantelleria, Williams et al., 2013).

Walker et al., (1981) e Wilson and Walker, (1982) propongono un modello che prevede la deposizione dei componenti "densi e pesanti" (litici e cristalli) dalla testa della corrente piroclastica, fortemente fluidizzata e turbolenta a causa dell'ingestione di aria dal suo fronte, che provoca l'allontanamento della frazione fine. Il costante apporto di materiale dal corpo della corrente verso la testa, unito ad una velocità di sedimentazione più bassa rispetto alla velocità con cui il materiale è rifornito, permette la continua formazione del GL. Gli autori con questo modello confutano la teoria di Baumgart e Healy (1956) che propongono un meccanismo deposizionale da caduta (*shower origin*).

Una interpretazione simile è data da Freundt e Schmincke (1985) che individuano nei depositi da corrente piroclastica del Laacher See Volcano due diversi GL caratterizzati da differenti valori di sorting e distribuzione. Livelli di GL con pessimo sorting e aventi una struttura interna, confinati alla base di strette valli, sono interpretati come depositati dalla testa di una corrente fortemente fluidizzata e turbolenta a causa dell'interazione con il substrato morfologicamente molto articolato. GLs con un buon sorting e lateralmente continui sono invece interpretati come depositati dalla testa di una corrente meno fluidizzata e turbolenta. Nelle due tipologie di GL, i litici hanno subito differenti tipi di segregazione in base a densità e granulometria.

Suzuki-Kamata (1988) riporta la presenza di un livello ricco in litici e depleto in fini identificato come un GL nella sequenza dei depositi dell'Ata Ignimbrite (Giappone). Tale ignimbrite è composta da due facies a diversa distribuzione: una facies incoerente basale e una facies saldata sommitale. Il GL separa stratigraficamente le due facies. Esso si presenta sempre massivo e abbastanza ben classato mentre lo spessore e la mediana sono influenzati dalla morfologia. Il GL tende ad ispessirsi e ad essere più grossolano alla base dei versanti

(sia *vent facing* che *non vent facing*) e a rastremarsi e ad essere più fine verso monte. Inoltre, l'orientazione dei versanti sembra influenzare la tipologia di litici presenti. A ridosso di versanti che guardano l'area sorgente (*vent facing*) il GL è quasi interamente composto da litici (andesiti) derivanti dal centro eruttivo (*vent-derived*) mentre sui versanti opposti alla sorgente si osserva un'elevata percentuale di litici sedimentari presi in carico localmente dalla corrente. L'autore propone la sedimentazione da una corrente poco fluidizzata che impattando contro i versanti (*vent facing*) perde energia e capacità di trasportare componenti pesanti, sedimentandoli alla base del versante. Una volta scavalcato l'ostacolo morfologico, la corrente accelera sul versante opposto al centro eruttivo innescando una maggiore turbolenza e aumentando la sua capacità erosiva. I litici sedimentari sono presi in carico nella parte alta del versante, per poi essere sedimentati alla sua base, dove la corrente rallenta e perde nuovamente capacità di trasporto a causa del cambio di pendenza. Buesch et al. (1992) propongono un modello alternativo per la formazione del GL dell'Ata Ignimbrite e per spiegare diversi livelli di brecce litiche intercalati nel Peach Springs Tuff (California, USA). Il modello prevede il disaccoppiamento della base della corrente dalla sua parte alta (sensu Fisher, 1990). Durante lo scorrimento, nella corrente stratificata per densità, i litici si muovono verso la sua base incrementandone la concentrazione. La presenza di un substrato fortemente articolato può innescare turbolenza che incrementa la capacità della corrente di prelevare, localmente, litici accidentali. L'incorporamento di litici contribuisce ad incrementare la concentrazione alla base della corrente (*lithic-rich pyroclastic flow*). Superata la cresta di un ostacolo morfologico, la concentrazione del boundary layer può essere tale da disaccoppiarsi dalla parte sovrastante, meno concentrata e ricca in cenere (*ash-rich pyroclastic flow*), e continuare a scorrere adiacente al substrato come una corrente indipendente che sedimenta, dalla base e non solo dalla testa, litici di varia natura alla base del versante. La parte alta della corrente può scorrere al di sopra del deposito appena formato generando una superficie di erosione.

In questa tesi, la facies *f-poor*LT dell'Ignimbrite Campana è interpretata come il prodotto di una corrente piroclastica estremamente diluita, espansa e turbolenta in tutto il suo spessore (una discussione sulla dinamica della corrente è presentata nei paragrafi finali di questo capitolo). La presenza di questa facies unicamente alla base della successione, indica che la sedimentazione è avvenuta dalla porzione frontale della corrente che interagisce con il substrato (Branney e Kokelaar, 2002) ed è fortemente condizionata dai rilievi che incontra.

Esistono vari fattori che possono condizionare la porzione frontale di una corrente piroclastica: a) aumento di turbolenza a causa di locali irregolarità del substrato; b) aumento

dell'elutriazione per combustione della vegetazione; c) incremento di vapore causato dal riscaldamento di acqua di superficie (fiumi, laghi); d) basso contenuto di cenere fine nel deposito associato ad una specifica fase eruttiva; e) ingestione di aria fredda lungo il fronte della corrente (Branney e Kokelaar, 2002). Il ritrovamento della facies f-poorLT nell'intera regione studiata, in condizioni morfologiche molto varie (pianura, rilievi, valli intramontane) permette di escludere quei fattori associati a condizioni locali (fattori a, b, c). Parimenti, è possibile escludere che l'arricchimento in litici e cristalli sia dovuto ad una specifica fase eruttiva (fattore d) che ha prodotto scarsa cenere juvenile (rispetto alle facies sovrastanti). Infatti, analisi sulla concentrazione in cristalli della successione dell'Ignimbrite Campana (Scarpati et al., 2014) e dei prodotti prossimali ad essa associata (Perrotta e Scarpati, 1994), mostrano un elevato fattore di arricchimento (enrichment factor, $EF > 30$) per i campioni prelevati in questa facies. L'elevato EF è causato da una perdita di componente vetrosa fine durante il trasporto e la messa in posto dei componenti che hanno formato la facies f-poorLT. E' probabile, quindi, che sia stata proprio la continua ingestione di aria fredda lungo il fronte della corrente (fattore e) a causare una più vigorosa turbolenza e diluizione con conseguente segregazione dei frammenti (litici e cristalli) ad elevata densità. L'ottimo sorting e l'impoverimento in fini sono una conseguenza della turbolenza della corrente che allontana la frazione fine (impoverimento in fini), selezionando granulometricamente il deposito (ottimo sorting). Anche la morfologia angolare dei clasti litici è consistente con le condizioni della corrente precedentemente illustrate. L'elevata diluizione della corrente preveniva gli urti e le abrasioni tra i clasti litici impedendone anche il minimo arrotondamento. Avendo stabilito il meccanismo di formazione di questa litofacies è giustificato definirla 'ground layer' (GL) (sensu Walker et al., 1981).

E' importante notare che la diminuzione della mediana e della dimensione massima dei litici, non solo con la distanza dal centro eruttivo ma anche con la quota s.l.m., riflette una gradazione verticale e laterale dei litici nella corrente. Al termine del capitolo è illustrato (Fig. 8.1 e 8.2) un semplice modello che permette di ricostruire la dinamica del fronte dell'IC. Nella corrente stratificata per densità i litici più grossolani si concentrano nella parte bassa della corrente, sedimentando in aree più prossimali e a quote più basse (piana). Allontanandosi dal centro eruttivo, la corrente impatta contro i rilievi che esercitano un effetto barriera (simile all'effetto *blocking* di Valentine, 1987).

I litici più grossolani sono bloccati e sedimentano sui versanti orientati verso la sorgente, mentre i litici più fini sono trasportati oltre i rilievi perché sospesi e completamente sostenuti dalla turbolenza nella parte più alta della corrente (*wash load* di Branney e Kokelaar, 2002),

sedimentando sui versanti opposti alla sorgente (i campioni di GL prelevati in contesti vent facing sono sempre più grossolani rispetto a quelli prelevati in contesti non vent facing). Il ritrovamento del GL fino a quasi 1000 m di quota e oltre rilievi alti fino a 1400-1500 m permette di stimare lo spessore della corrente in questa fase in almeno 1,5 km.

La diminuzione della dimensione massima e dell'abbondanza dei litici nel GL con la distanza dal centro eruttivo sono da imputarsi alla continua diminuzione di capacità di trasporto che si riflette in una perdita di carico solido, a causa della sedimentazione durante lo scorrimento della corrente verso le aree distali. La discontinuità laterale del ground layer e lo spessore talvolta molto esiguo, sono attribuiti alla forte capacità erosiva della corrente dell'IC (Scarpati e Perrotta, 2012) durante l'aggradazione dell'ignimbrite soprastante (unità USAF) testimoniata dalla locale presenza di un contatto GL-USAF fortemente erosivo o alla impersistenza delle condizioni di deposizione di questo peculiare livello basale. Sebbene nel GL dell'IC non si osservino strutture trattive, la presenza di un contatto basale fortemente erosivo (principalmente al contatto tra il GL e l'unità PPF) fino a 70 km dal centro eruttivo, unitamente alla capacità di scavalcare ostacoli morfologici importanti, lascia ipotizzare velocità abbastanza elevate da produrre una notevole saltazione e rotolamento (*saltation and rolling*) come meccanismo di supporto dei clasti tra il boundary layer e il deposito che si stava formando.

La presenza, in aree estremamente localizzate (sez. 15 - Moiano), di strutture da degassazione (pipes) e pods, caratterizzate da un elevato impoverimento in fini e arricchimento in litici lavici, è interpretata come dovuta al contatto tra la corrente piroclastica e il reticolo idrografico locale (torrente o fiume). L'interazione tra la corrente ad elevata temperatura e l'acqua superficiale ha provocato l'istantanea vaporizzazione dell'acqua che ha arricchito di gas la corrente. La forte elutrazione che ne è seguita ha generato le strutture da degassazione. Questo meccanismo è supportato dall'abbondante presenza di litici lavici aventi patine di alterazione (uno dei pods intercalati nell'unità WGI a Moiano è interamente formato da lapilli litici completamente arrossati). L'interazione tra corrente piroclastica e acqua superficiale è stata già invocata come meccanismo di formazione delle strutture da degassazione (Bond e Sparks, 1976; Sparks et al., 1985).

8.4.2 Massive tuff (mT) e massive lapilli tuff (mLT)

Litofacies massive sono molto comuni nei depositi da corrente piroclastica (e.g. Sparks, 1976; Wilson, 1985; Sohn e Chough, 1989; Chough e Sohn, 1990; Cole e Scarpati, 1993;

Perrotta et al, 1996; Branney e Kokelaar, 1997; Kokelaar et al., 1997; Calder et al., 2000; Gurioli et al., 2002; Brown e Branney, 2004; Sulpizio et al., 2007; 2010; Williams, 2010) Depositi massivi, con pessimo sorting e con la tendenza ad accumulare enormi spessori nei bassi topografici (valley ponding) sono stati per lungo tempo interpretati come il prodotto di una corrente ad elevata concentrazione di tipo plug flow (la velocità è costante in una sezione della corrente) la cui base laminare subisce un intenso shear stress (la velocità verso la base del flusso tende a zero a causa dell'interazione con il substrato) (e.g. Sparks, 1976, Wright e Walker, 1981; Cole e Scarpati, 1993; Palladino e Valentine, 1995). Il plug flow può avere uno spessore limitato, confinato nella parte alta del flusso (Palladino and Valentine, 1995) o rappresentare la maggior parte dello spessore del flusso (Sparks et al., 1973; Sparks, 1976). L'elevata concentrazione della matrice (cenere) rappresenta un meccanismo di supporto dei clasti e ne impedisce un'efficace segregazione consentendone il trasporto per distanze considerevoli.

Una visione alternativa prevede l'aggradazione progressiva (Fisher, 1966; Branney e Kokelaar, 1992; 2002) da una corrente stratificata per densità (Valentine, 1987). La deposizione avviene dalla base della corrente, che può essere ad elevata concentrazione, in cui il materiale viene costantemente e rapidamente rifornito (suspended load fallout rate di Lowe, 1988) dalla parte alta a più bassa concentrazione e turbolenta. Nel modello di Branney e Kokelaar (2002), i plug flows sono considerati come correnti depletive (diminuzione dell'energia nello spazio) di tipo waning (diminuzione dell'energia nel tempo) tipiche dei debris flow o correnti a bassa energia in cui la sedimentazione in massa (Sparks, 1976) è un meccanismo plausibile.

In questa tesi, la facies massiva (mT e mLT) dell'IC alla luce del pessimo sorting, l'abbondanza di frazione fine, la presenza di numerose "gas-holes structures" e un grain fabric da caotico ad assente, è interpretata come il prodotto di una corrente stratificata per densità e sedimentata da un boundary layer di tipo "fluide escape-dominated" (Branney e Kokelaar, 2002). Il pessimo sorting è indice di un'elevata velocità di sedimentazione e di un sistema deposizionale ad alta concentrazione dovuto all'elevata quantità di materiale che dal sistema di trasporto turbolento entra nel boundary layer (elevato suspended load fallout rate di Lowe, 1988) impedendo la segregazione dei clasti. A causa dell'elevata velocità di sedimentazione, i gas sono intrappolati al limite tra il boundary layer e il deposito in aggradazione agendo come meccanismo di parziale supporto dei clasti. L'intrappolamento e la successiva risalita del gas dal deposito in formazione impedisce l'instaurarsi di uno shear stress, la formazione di un grain fabric preferenziale e favorisce l'elutrazione della frazione fine. La forte elutrazione è

testimoniata dall'elevato vitric loss dell'IC (65%). Solo in rari casi, durante la sedimentazione dell'unità WGI, il boundary layer ha subito una transizione, verticale e laterale, verso una tipologia "grain flow-dominated" con l'instaurarsi di uno shear stress che ha generato localmente (e.g. Visciano) un'orientazione preferenziale dei clasti (vedi Capitolo 6). Questo tipo di boundary layer è stato maggiormente attivo durante la sedimentazione dell'unità USAF (mT) in cui, in varie località, è possibile osservare una blanda isorientazione dei clasti.

8.4.2.1 Gradazioni dei componenti nella facies massiva

Le gradazioni dei componenti rappresentano una caratteristica localmente osservabile nei depositi massivi, matrice-sostenuti (e.g. Sparks, 1975; 1976; Palladino e Valentine, 1995; Giordano, 1998; Palladino e Simei, 2002; Gurioli et al., 2002; Brown e Branney, 2004; Kokelaar et al., 2007; Sulpizio et al., 2007; 2010; Branney et al., 2013)

Sparks et al. (1973) e Sparks (1976) attribuiscono le gradazioni dei componenti in quella che definiscono ignimbrite standard, formata dal livello 2 (2a, 2b), al processo di fluidizzazione del corpo del flusso. Il livello 2a presenta una granulometria fine e una gradazione inversa dei componenti. La gradazione è attribuita allo shear stress agente alla base della corrente (o comunque all'interfaccia con il substrato articolato). I clasti più grossolani si allontanano dal punto di maggior shear, a causa della pressione dispersiva, gradandosi inversamente. Il livello 2b si presenta più grossolano e con gradazioni distinte dei componenti (diretta per i litici e inversa per le pomici). La differenza di densità tra i componenti e la mistura gas-cenere della corrente detta il tipo di gradazione: i litici, più densi rispetto alla mistura gas-cenere, affondano nella corrente generando una gradazione diretta; mentre le pomici, meno dense della mistura, galleggiano nella corrente generando una gradazione inversa. Le gradazioni sono tanto più evidenti quanto maggiori sono le dimensioni dei clasti. Litici più grossolani sono più pesanti rispetto a litici di dimensioni minori pertanto affonderanno maggiormente. La densità delle pomici decresce all'aumentare delle dimensioni, pertanto pomici grossolane riceveranno una maggiore spinta di galleggiamento verso la parte alta della corrente. Una simile interpretazione è stata data da Wilson e Walker (1982) per spiegare la gradazione inversa delle pomici (fino a formare una zona di concentrazione in pomici al tetto) osservate nella facies "valley-pond ignimbrite" dell'Ignimbrite di Taupo (Nuova Zelanda).

Branney e Kokelaar (1992; 2002) attribuiscono le diverse possibili gradazioni di pomici e litici a processi legati all'energia di una corrente stratificata per densità (e.g. variazione della

competenza di una corrente waxing o waning) e a variazioni nel tempo delle dimensioni e della disponibilità di pomici e litici nella corrente in un boundary layer “fluid escape-dominated”. Altri processi invocati sono la setacciatura cinetica dovuta ad una forte interazione tra i granuli e il filtro selettivo dei clasti in un boundary layer di tipo “modified grain-flow” (e.g. Branney e Kokelaar, 2002; Gurioli et al., 2002; Sulpizio et al., 2007; 2010; Le Roux, 2003; Kokelaar et al., 2007).

Palladino e Simei (2002) ritengono che la gradazione opposta dei componenti (inversa per le pomici e diretta per i litici), sia verticale che laterale osservata nei depositi da corrente piroclastica del distretto vulcanico dei Vulsini non sia compatibile con l’aggradazione da una corrente waning (come proposto da Branney e Kokelaar, 2002) e propongono la segregazione dei clasti per contrasto di densità in una corrente concentrata (Sparks, 1976), sebbene a differenza di quanto ipotizzato da Sparks (1976), un gradiente di velocità (*shearing*) esista nella maggior parte dello spessore della corrente e il plug flow (velocità costante in una sezione del flusso) sia limitato ad un esiguo spessore al tetto della corrente (Palladino e Valentine, 1995). Le gradazioni verticali e laterali sono considerate come dipendenti dai gradienti di velocità in una corrente concentrata e laminare (Palladino e Valentine, 1995; Palladino e Simei, 2002). Una seconda possibilità che gli autori propongono è la variazione nel tempo dell’abbondanza dei componenti nella corrente, con una prima fase caratterizzata da un arricchimento in litici, seguita da una fase in cui la corrente era, invece, maggiormente arricchita in pomici. Tali condizioni sono dipendenti dai meccanismi eruttivi che alimentano la corrente.

La facies massiva dell’IC è spesso accompagnata da gradazioni dei componenti dispersi nella matrice (gradazioni evidenziate dalle analisi granulometriche). Anche in presenza di gradazioni, il deposito appare matrice sostenuto (non si osservano porzioni clasto-sostenute al tetto della facies), da moderatamente a poco classato ($2,5 < \sigma_{\phi} < 4$), con un fabric caotico e “abbondanti gas-holes structures”. La principale gradazione osservata è quella inversa della componente juvenile (ip, isc) associata a gradazioni inverse (il), normali (nl) o assenti dei litici. Più raramente c’è una gradazione diretta degli juvenili (np), con litici non gradati o localmente gradati normalmente (nl). Quando la gradazione degli juvenili è inversa, essa si presenta principalmente come una “coarse tail grading” (gradazione della coda grossolana). Essa è particolarmente evidente nell’unità CPF dove la soglia dimensionale tra clasti gradati e non gradati è -2ϕ . Tale soglia diviene -1ϕ nelle altre unità, e la “coarse tail grading” è molto meno evidente. La zonazione verticale dei componenti ha importanti implicazioni sulla natura del sistema di trasporto (Druitt, 1992). La presenza di varie tipologie di gradazioni della

componente juvenile e litica è in contrasto con un modello in cui i componenti si gradano solo in virtù della loro differenza di densità con il flusso circostante (Sparks, 1976; Wilson, 1980; 1984). Tali caratteristiche riflettono la deposizione da un boundary layer ad elevata concentrazione di tipo “fluid escape-dominated” alla base una corrente non stazionaria (waning o waxing) in cui lo shear è trascurabile (così come l’interazione tra i granuli che genera una pressione dispersiva). Osservazioni di campo e analisi dei componenti evidenziano che quando è presente una gradazione verticale inversa dei litici, essa è sempre accompagnata da una gradazione inversa delle pomici. Tali condizioni sono relative alla deposizione da una corrente la cui competenza (waxing) incrementa nel tempo. Al contrario, la, più rara, gradazione diretta delle pomici associata ad una gradazione diretta dei litici è considerata il prodotto di una corrente waning (diminuzione dell’energia e della capacità di trasporto dei clasti).

8.4.3 Stratified tuff (sT) e diffuse stratified tuff (dsT)

La sottile stratificazione, da planare a incrociata, e il sorting da moderato a buono della litofacies *sT* indicano la sedimentazione dalla base di una corrente turbolenta, caratterizzata da un boundary layer a bassa concentrazione in cui la deposizione è governata dalla trazione (e.g. Sohn e Chough, 1989; Cough e Sohn, 1990; Gurioli et al., 2002; Cole e Scarpati, 1993; Branney e Kokelaar, 2002; Brown e Branney, 2004; 2013; Kokelaar et al., 2007). Il contatto basale erosivo di ogni lamina e la stratificazione incrociata sono indice di una forte instazionarietà della corrente. La presenza, localmente, di bedforms da stazionarie e regressive (e.g. sez. 33 - Montoro Superiore; sez. 44 - Monticchio) indica la fluttuazione del regime del flusso legata a variazione di velocità della corrente (Cole, 1991).

La presenza, in alcuni affioramenti (e.g. sez. 10 - Faicchio), di depositi cineritici con una stratificazione diffusa (dsT), a tetto di depositi stratificati, indica il temporaneo incremento della concentrazione nel boundary layer, dovuto ad un maggiore suspended load fallout rate (Lowe, 1988), che inibisce parzialmente la trazione dei granuli. La stratificazione diffusa unitamente all’osservazione di una blanda isorientazione dei granuli permettono di ipotizzare l’instaurarsi di un boundary layer con condizioni intermedie tra traction-dominated e grain flow-dominated.

8.4.4 Lenses of pumice lapilli (lenspL)

Lenti di pomici (*pumice lens*), deplete in fini o con una variabile quantità di matrice, da

arrotondate a sub-arrotondate, sono state osservate in diversi depositi da corrente piroclastica (e.g. Wilson e Walker, 1982; Wilson, 1985; Palladino e Taddeucci, 1998; Brown e Branney, 2004; Pérez et al., 2006) e solitamente associate alla turbolenza (vortici) che temporaneamente si spinge fino alla base della corrente e a processi di segregazione dei clasti in una corrente ad elevata mobilità.

Lenti di lapilli pomicei fini, sub-angolari, deplete in frazione fine sono intercalate localmente tra le lamine della facies *sT*. Tali lenti si ritrovano solo alla base di USAF al contatto con la sottostante unità da caduta (PPF), fortemente erosa. Esse sono interpretate come porzioni dell'unità PPF erose a causa dell'elevata turbolenza della corrente durante la deposizione della facies *sT*. Lo scarso arrotondamento dei clasti indica un trasporto molto breve nella corrente piroclastica prima della rideposizione. Un meccanismo simile è stato descritto da Sulpizio et al. (2007) nell'interpretazione di alcune lenti di lapilli intercalate nei depositi da corrente piroclastica dell'eruzione vesuviana del 472 d.C. (eruzione di Pollena).

8.4.5 Pumice lapilli tuff (pLT)

Questa litofacies è tipica dell'unità CPF in cui lapilli grossolani e blocchi pomicei sono dispersi nella matrice. Gli juvenili sono inversamente gradati fino a formare una zona di concentrazione in pomici nella parte alta del deposito. I meccanismi che portano ad una gradazione dei componenti sono stati discussi in precedenza (par. 8.4.2.1). Le caratteristiche di tale facies, unitamente alla dispersione estremamente limitata ad aree più prossime al centro eruttivo, sono interpretate come il prodotto di un boundary layer ad elevata concentrazione in una corrente waning (Branney e Kokelaar, 2002). La segregazione del materiale nella corrente avviene per filtro selettivo dei clasti più grossolani e meno densi a causa del galleggiamento, per contrasto di densità con la mistura gas-cenere, che ne impedisce la sedimentazione e fornisce un meccanismo di supporto delle particelle. Tale processo in una corrente waning diviene sempre meno importante fino a permettere la sedimentazione nel tempo di pomici di dimensioni crescenti. Nella parte alta della facies sono localmente associati ai blocchi pomicei, rari blocchi litici, costituiti da frammenti di tufo, aventi una densità media $0,88 \text{ g/cm}^{-3}$ (Capitolo 5). Tale densità media attribuisce ai litici tufacei un comportamento fluidodinamico simile a quello delle pomici.

8.5 Interpretazione delle associazioni verticali di facies

8.5.1 Fines poor lithic lapilli tuff (*f-poorLT*) a stratificata o stratificata diffusa (*sT/dsT*) o massive tuff (*mT*)

Le transizioni di facies descritte nel cap. 3 e di seguito richiamate, permettono di ricostruire la variazione nelle condizioni della corrente piroclastica al passaggio, in una certa località, del fronte del flusso (condizioni fortemente instazionarie e deposizione della facies *f-poorLT*) seguito dal ‘corpo del flusso’ (flow body), in cui possono svilupparsi condizioni via via più persistenti (*sT* o *mT*). La transizione verticale dalla facies *f-poorLT* ad una facies *sT* indica la persistenza di un boundary layer governato dalla trazione in una corrente a bassa concentrazione, in cui i principali meccanismi di sostegno dei clasti sono la turbolenza della corrente per la componente più fine e la saltazione, il rotolamento o il trascinamento (*sliding*) all’interfaccia tra la base della corrente e il deposito in aggradazione per la componente più grossolana o densa. La transizione verticale di facies è probabilmente dovuta ad una meno vigorosa turbolenza nel corpo della corrente che segue il fronte del flusso. La presenza, localmente, della facies *LenspL* supporta la deposizione da una corrente fortemente turbolenta. La transizione ad una facies *dsT* indica un incremento della velocità di sedimentazione e del “suspended load fallout rate” (Lowe, 1988). L’incremento della concentrazione sopprime parzialmente la trazione generando un boundary layer con caratteristiche intermedie tra “traction dominated” e “grain flow-dominated”

La transizione ad una facies massiva (*mT*) indica la completa soppressione della trazione dovuta ad un notevole e repentino incremento del “suspended load fallout rate”. L’elevata velocità di sedimentazione intrappola i fluidi (gas) intergranulari che, muovendosi verso l’alto, forniscono un meccanismo di sostegno all’interfaccia tra il deposito e la base della corrente.

8.5.2 Stratified tuff (*sT*) o diffuse stratified tuff (*dsT*) a massive tuff (*mT*) o massive lapilli tuff (*mLT_(ip)*)

Livelli stratificati alla base di depositi cineritici massivi indicano la transizione da un boundary layer a bassa concentrazione in cui i clasti subiscono un’intensa trazione ad un boundary layer ad elevata concentrazione in cui la trazione è completamente soppressa. La transizione verticale tra la facies è repentina, indicando un rapido incremento del “suspended load fallout rate” e della velocità di sedimentazione in una corrente instazionaria. La presenza

di una facies dsT indica che la concentrazione alla base della corrente era tale da impedire parzialmente la trazione ma non abbastanza alta da sopprimerla completamente.

La transizione verticale ad una facies $mLT_{(ip)}$ o $mLT_{(ip,il)}$ indica la transizione ad un boundary layer ad alta concentrazione in una corrente waxing (aumento nel tempo dell'energia della corrente). L'elevata velocità di sedimentazione favorisce l'intrappolamento dei gas che forniscono un meccanismo di supporto per le particelle (fluid escape).

8.5.3 Massive tuff (mT) a massive lapilli tuff($mLT_{(ip o isc)}$)

Depositi cineritici massivi, con pessimo sorting, senza gradazione dei componenti(mT) gradano in depositi cineritici massivi, con pessimo sorting, contenenti lapilli dispersi con, nella maggior parte dei casi, una gradazione inversa ($mLT_{(ip o isc)}$). La gradazione inversa degli juvenili può essere associata a gradazione inversa o diretta dei litici. Tale gradazione di facies segna la transizione da un boundary layer ad elevata concentrazione, in una corrente temporaneamente stazionaria, ad un boundary layer che mantiene un'elevata concentrazione, in una corrente waxing (gradazione inversa dei litici) o waning (gradazione diretta dei litici). La transizione da una condizione fisica all'altra è gradata.

8.5.4 $mLT_{(ip)}$ a mLT

Depositi cineritici massivi, spessi fino a 20 cm, con un pessimo sorting e con una gradazione inversa degli juvenili ($mLT_{(ip)}$), passano verticalmente a depositi cineritici massivi, con pessimo sorting, senza gradazioni dei componenti (mLT). Questa transizione è osservabile unicamente nell'area di Moiano. La facies $mLT_{(ip)}$ è considerata il prodotto di un boundary layer a elevata concentrazione, avente caratteristiche intermedie tra “fluid escape-dominated” e “grain flow-dominated”, in cui la pressione dispersiva ha contribuito a generare una gradazione inversa. La transizione ad una facies mLT segna il passaggio ad un boundary layer ad elevata concentrazione principalmente di tipo fluid-escape a causa della presenza di molteplici strutture da degassazione.

8.5.5 $mT(np)/mLT(np)$ a mT

Depositi cineritici massivi, con un pessimo sorting e una blanda gradazione diretta degli juvenili passano verticalmente a depositi cineritici massivi, con pessimo sorting, senza gradazioni dei componenti. Queste facies riflettono una transizione da un boundary layer ad

elevata concentrazione in una corrente waning ad un boundary layer che conserva un'elevata concentrazione in una corrente stazionaria.

8.6 Interpretazione delle associazioni laterali di facies

A differenza delle molteplici variazioni di facies verticali, l'IC presenta una straordinaria persistenza laterale di facies. In USAF si osserva l'unica variazione alla scala dell'affioramento, mentre la variazione in WGI è essenzialmente legata alla gradazione interna dei componenti, variazione apprezzabile a scala regionale.

8.6.1 Diffuse stratified (*dsT*) a massive lapilli tuff (*mLT(ip-il)*)

La transizione laterale, sottocorrente, da depositi cineritici diffusamente stratificati (*dsT*) a depositi massivi, con pessimo sorting, contenenti pomici e litici a gradazione inversa (*mLT(ip-il)*) segna la transizione da un boundary layer in cui la trazione è parzialmente inibita (la concentrazione non è abbastanza bassa da permettere un trasporto trattivo) ad un boundary layer ad elevata concentrazione che inibisce totalmente la trazione. L'incremento di concentrazione è legato a fasi localmente meno energetiche che causano un incremento del "suspended load fallout rate" di Lowe (1988) e quindi un maggiore quantità di materiale che dal sistema di trasporto entra nel boundary layer. Il principale meccanismo di supporto dei granuli è il movimento verso l'alto dei gas intrappolati nel boundary layer. Questa transizione di facies è osservabile in USAF a Monteforte Irpino (sez. 24 - 25) ed è legata alla morfologia locale. La corrente impattando contro un versante carbonatico subisce una decelerazione che inibisce temporaneamente e localmente la turbolenza, incrementando la quantità di materiale che entra nel boundary layer e sopprimendo totalmente la trazione.

8.6.2 Massive tuff (*mT*) a diffuse stratified tuff (*dsT*)

Depositi cineritici massivi, con sorting da pessimo a moderato, senza alcun tipo di gradazione dei componenti che passano lateralmente a depositi cineritici diffusamente stratificati, moderatamente classati, testimoniano la transizione da un boundary layer ad elevata concentrazione (fluide-escape) in una corrente temporaneamente stazionaria ad un boundary layer a più bassa concentrazione che consente l'instaurarsi di una blanda trazione. Tale transizione è osservabile in WGI in aree distali (e.g. sez. 22 – S. Mango sul Calore). La

diminuzione della concentrazione nel boundary layer è legata alla diluizione della corrente causata dalla sedimentazione del materiale solido e la continua ingestione di aria.

8.6.3 Massive tuff (*mT*) a *mT(ip)* o *mLT(np)*

Depositi cineritici massivi, senza alcun tipo di gradazione dei componenti, con sorting da moderato a pessimo, passano lateralmente a depositi cineritici massivi, con pessimo sorting e gradazioni inverse o dirette delle pomici. Esse sono solitamente associate a gradazioni dirette o assenza di gradazione dei litici. Tale passaggio di facies segna la transizione da un boundary layer ad elevata concentrazione in una corrente localmente stazionaria ad un boundary layer che conserva un'elevata concentrazione in una corrente di tipo waning.

8.7 Architettura e dinamica dell'Ignimbrite Campana

Come è stato già descritto nell'introduzione di questa tesi e nel capitolo 1, nei decenni passati l'Ignimbrite Campana è stata più volte descritta (e.g. Barberi et al., 1978; Fisher et al., 1993; Civetta et al., 1997; Vigliotti et al., 2014) secondo il modello di ignimbrite standard (livello 1, 2a e 2b) proposto da Sparks et al. (1973) e Sparks (1976). Sebbene, localmente, il corpo ignimbritico presenti caratteristiche blandamente compatibili con tale modello (un sottile livello basale stratificato seguito da una porzione cineritica fine, massiva o con varie gradazioni dei componenti che passa verticalmente in deposito cineritico contenente una frazione juvenile grossolana dispersa, spesso gradata inversa), la notevole variazione verticale ed in minor misura laterale di facies, le differenti gradazioni dei componenti (diverse associazioni di juvenili e litici), le variazioni delle loro abbondanze, il ritrovamento di depositi a quote molto elevate (e.g. Acqua Fidia) ed oltre barriere morfologiche di notevole altezza indicano che la sequenza dell'IC non è compatibile con l'ignimbrite standard (sensu Sparks et al., 1973) e quindi con la sedimentazione da un flusso piroclastico laminare che deposita in massa.

La capacità di un flusso ad elevata concentrazione che si muove di moto laminare di scavalcare barriere morfologiche di data altezza è legata al concetto di "energy line" (Sheridan, 1979). Essa è rappresentata da una linea che congiunge la massima altezza di caduta del materiale che alimenta un flusso (e.g. il top di una colonna eruttiva collassante) con il punto più distale da esso raggiunto (vedi fig. 1 di Sheridan, 1979) e ricostruito in base alla distribuzione del deposito. Un flusso denso e laminare sarà capace di sormontare una barriera morfologica solo se essa non interseca "l'energy line", viceversa il flusso sarà bloccato e confinato dai rilievi. La distanza massima dall'area sorgente alla quale l'IC è osservabile è 80 km (WGI, facies a pomici distale) mentre l'ostacolo morfologico di maggior importanza incontrato dalla corrente durante lo scorrimento è alto circa 1500 m e si trova ad una distanza di circa 50 km dal centro eruttivo (Gruppo del Partenio). In base a questi dati e ricostruendo geometricamente "l'energy line", il materiale che alimentava la corrente, durante la fase di deposizione di WGI, sarebbe dovuto cadere da un'altezza circa 4 km. In questa fase la colonna eruttiva aveva già subito un completo collasso pertanto il materiale era probabilmente eruttato durante continui episodi di fontanamento piroclastico che, secondo modelli teorici (e.g. Druitt, 1998; Parfitt e Wilson, 2008), possono raggiungere ed eccedere i 10 km di altezza. Tale osservazione potrebbe essere compatibile con l'ipotesi di una corrente ad elevata

concentrazione per l'IC (e.g. Barberi et al., 1978) capace di scavalcare rilievi di notevole altezza e raggiungere le distanze osservate sebbene si muova di moto laminare.

La variabilità verticale e laterale di facies dell'IC suggerisce, piuttosto, l'aggradazione progressiva da una corrente piroclastica i cui parametri dinamici variano nel tempo e nello spazio. Anche la zonazione composizionale, ben evidenziata dalla diminuzione dello Zr con l'altezza stratigrafica (da > 800 ppm in USAF a meno di 300 ppm al top di WGI) indica l'instaurarsi di una corrente sostenuta dalla cui base sedimentano progressivamente clasti juvenili a composizione via via meno evoluta. Inoltre, il frazionamento di juvenili in funzione della loro densità e della presenza di elevate dorsali montuose, con i depositi a scorie confinati dai rilievi più alti e i depositi a pomici presenti nelle aree più distali, sono compatibili con una corrente gradata per densità ed espansa più dei rilievi. In queste condizioni, i componenti più densi si distribuiscono prevalentemente nella parte inferiore della corrente e sono quindi bloccati dai rilievi nelle zone più prossime al centro eruttivo (facies a scorie di WGI), mentre i componenti meno densi si trovano nella parte alta della corrente che sormonta i rilievi depositando distalmente solo ceneri e pomici (facies a pomici distale di WGI). Inoltre, la composizione chimica degli juvenili unitamente alla distribuzione ben definita delle facies di WGI (facies a scorie e facies a pomici distale) in relazione ai rilievi e alla distanza dal centro eruttivo, permette di fare ulteriori considerazioni a favore dell'ipotesi di una corrente diluita e turbolenta. Sebbene le analisi chimiche abbiamo evidenziato una leggera differenza composizionale tra scorie e pomici (capitolo 5) è possibile ipotizzare che siano state emesse durante la stessa fase eruttiva e che contemporaneamente siano entrate nel sistema dinamico della corrente (se pomici e scorie fossero state eruttate durante fasi diverse ma continue e consecutive si sarebbe probabilmente prodotto un deposito in cui le due facies sarebbero state totalmente o parzialmente sovrapposte). Nell'ipotesi di una corrente molto concentrata che si muove di moto laminare, i processi di segregazione per fluidizzazione probabilmente non sarebbero così efficienti da permettere una perfetta separazione per densità/granulometria dei diversi juvenili, producendo un deposito nella cui matrice sarebbero coesistenti pomici e scorie magari in proporzioni variabili; coesistenza che non si osserva nei depositi medio-distali dell'IC (solo nella Breccia Museo è possibile osservare juvenili differenti nella stessa unità; Perrotta e Scarpati, 1994) sebbene sia plausibile ipotizzare la presenza di una fascia di transizione laterale tra le due facies. La perfetta continuità laterale tra le facies è, invece, compatibile con una corrente diluita la cui bassa concentrazione permette che i processi di segregazione per densità degli juvenili avvengano con particolare efficienza. Inoltre, osservazioni sul grain fabric (e.g. Acqua Fidia, capitolo 6) hanno evidenziato il drenaggio

sindeposizionale del deposito, sedimentato sui versanti, verso il fondo valle, compatibilmente con quanto proposto da Fisher et al. (1993) sulla base di misure dell'anisotropia della suscettibilità magnetica. Ovvero la sedimentazione da una corrente espansa e turbolenta, la cui base a maggiore concentrazione era fortemente influenzata dalla morfologia locale del substrato.

Se si considera l'intero corpo ignimbritico, la variazione verticale delle facies, dei parametri granulometrici e delle abbondanze dei componenti nelle diverse unità dell'Ignimbrite Campana (principalmente USAF e WGI), lasciano ipotizzare che la corrente piroclastica che ha generato l'IC sia stata caratterizzata da un comportamento dinamico variabile, legato ad una generale instazionarietà (variazione del tempo dei parametri fisici della corrente). Una fase di quasi stazionarietà (parametri fisici tendenzialmente costanti nel tempo) della dinamica della corrente può essere invocata se si considera esclusivamente l'unità volumetricamente più importante (WGI). La struttura massiva o con gradazioni interne dei componenti e l'assenza di superfici di erosione sindeposizionali riflettono la continua sedimentazione dalla base di una corrente quasi stazionaria (o debolmente waxing o waning a seconda del tipo di gradazione dei componenti). Diverso il discorso per l'unità USAF, in cui spesso è possibile trovare associate verticalmente, in uno spessore limitato, due o, più raramente, tre facies differenti (principalmente da fines-poor lithic lapilli tuff a stratified o diffuse-stratified tuff a massive tuff). Queste variazioni riflettono una forte instazionarietà della fase iniziale della corrente piroclastica che ha generato l'IC. L'intensa erosione all'interfaccia tra l'ignimbrite ed la sottostante unità da caduta (Scarpati e Perrotta, 2012) e le erosioni interne tra le lamine della facies stratificata testimoniano la forte capacità erosiva del fronte della corrente che ha prodotto l'IC e durante l'aggradazione di USAF. Da punto di vista della continuità laterale, osservabile solo a scala regionale, una limitata variabilità di facies si osserva in WGI, essenzialmente legata alla fase waning del flusso. La relativa omogeneità laterale dell'unità WGI, quasi esclusivamente formata da una facies massiva, è conseguenza di una deposizione da un boundary layer ad alta concentrazione alla base di una corrente in cui persistono condizioni relativamente uniformi. Solo localmente e in aree molto distali (e.g. sez. 22 – San Mango sul Calore, 70 km dal centro eruttivo) il deposito mostra una transizione ad una facies diffusamente stratificata. Tale variazione riflette il passaggio a condizioni fisiche dominate da non stazionarietà e non uniformità legate ad una forte diluizione della corrente dettata, molto probabilmente, dalla perdita di carico solido durante la continua aggradazione del deposito. La deposizione da un boundary layer a più bassa concentrazione, genera l'instaurarsi di una modesta trazione. In USAF, la presenza, localmente tra le lamine, di

lenti di lapilli pomicei fini, sub-angolari, deplete in frazione fine (facies LenspL), interpretate come porzioni della sottostante unità da caduta (PPF) erose dalla corrente e ridepositate dopo un breve trasporto (come testimoniato dalla morfologia subangolare dei clasti) riflette fasi fortemente “accumulative” (erosione del substrato) seguite, a breve distanza, da fasi “depletive” (deposizione delle lenti di pomici). Le fasi accumulative sono prodotte dall’accelerazione del sistema deposizionale, drenato nelle paleovalli appenniniche, che produce uno sforzo di taglio sul deposito di pomici basale (unità PPF) tale da eroderne spessori sempre maggiori a quote inferiori (Scarpato e Perrotta, 2012).

8.7.1 Variazioni del grado di saldatura e temperatura di messa in posto

Le diverse unità dell’IC mostrano un grado di saldatura molto variabile, da completamente incoerente a saldato. USAF e CPF sono sempre incoerenti e ciò è dovuto ad una bassa temperatura di messa in posto. LYT è litificato a causa di un processo di zeolitizzazione post-deposizionale attivo a temperature comprese tra 120 e 230 °C (Langella et al., 2013). WGI presenta una forte variabilità sia verticale che laterale del grado di saldatura. Di solito presenta una base cineritica incoerente con juvenili pomicei mentre la parte restante dello spessore, costituita da una cinerite con scorie, è saldata. Il grado di saldatura non dipende dallo spessore di WGI. A Cesarano e Monteforte Irpino (sez. 43 e 26) WGI è saldato ed il suo spessore è inferiore a 1.5 m. A Monteforte, la parte di USAF a contatto con WGI è arrossata e debolmente saldata mentre a S. Agata dei Goti essa si presenta ugualmente arrossata ma fortemente saldata. Infine, il grado di saldatura diviene più blando distalmente in corrispondenza della facies pomicea di WGI. E’ importante sottolineare che in corrispondenza dell’affioramento più distale dell’IC, a Grottaminarda (sez. 21), l’unità WGI è completamente incoerente. La presenza di spessori esigui di ignimbrite saldata esclude che la saldatura sia avvenuta a seguito del carico litostatico esercitato da uno spesso deposito messo in posto ad elevate temperature (Smith, 1960; Ragan e Sheridan, 1972) ma piuttosto è causata dall’agglutinazione di clasti juvenili ad alta temperatura (sensu Branney e Kokelaar, 1993) durante e subito dopo la deposizione (Lavallée et al., 2015). Studi sperimentali (Giordano et al. 2005) stimano che la temperatura di saldatura per l’IC dovrebbe eccedere i 500 °C. A causa di questa elevata temperatura, il calore disperso alla base di WGI determina, per conduzione termica, l’arrossamento e localmente una debole saldatura al top di USAF. A tetto di WGI, la transizione con LYT, laddove presente, avviene gradualmente in pochi centimetri. E’ possibile quindi ricostruire l’evoluzione della temperatura di messa in posto durante la

progressiva aggradazione dell'Ignimbrite Campana. Dopo una prima fase in cui sono depositati prodotti a bassa temperatura (USAF e base pomicea di WGI), si registra un forte incremento di temperatura (e una contemporanea minore capacità della corrente di disperdere il calore) che determina la saldatura di una parte consistente di WGI, caratterizzata dalla presenza di scorie. Durante le fasi finali di messa in posto dell'IC, si ha una nuova diminuzione di temperatura che permette lo sviluppo dell'unità zeolitizzata LYT. La progressiva diminuzione di temperatura si riscontra anche in CPF, che si presenta completamente incoerente. Le variazioni laterali del grado di saldatura in WGI evidenziano che la corrente piroclastica, probabilmente a causa dell'effetto combinato della riduzione del carico solido e dell'ingestione di aria, si raffredda durante il suo cammino sedimentando prodotti con un grado di saldatura che diminuisce all'aumentare della distanza dal centro eruttivo. Questo processo può giustificare la brusca scomparsa di affioramenti di IC oltre gli 80 km dal centro eruttivo a causa dell'erosione dei prodotti distali completamente incoerenti.

Prossimalmente, le unità USAF e WGI (unità ubiquitarie, Scarpati e Perrotta, 2012; Capitolo 1) conservano le medesime caratteristiche osservate in aree intermedie. USAF resta incoerente confermando che la temperatura della corrente in questa fase non è tale da consentire la saldatura del deposito (unita probabilmente alla capacità della corrente di disperdere il calore al contatto con il substrato, Lavallée et al., 2015) mentre WGI (facies a scorie) passa lateralmente al Piperno (Perrotta e Scarpati, 1994; Scarpati e Pettorra, 2012) conservando un forte grado di saldatura legato ad un incremento della temperatura della corrente e probabilmente ad una minore capacità di disperdere il calore al contatto con il substrato, in questa fase rappresentato dal deposito ancora caldo in aggradazione. Gli altri depositi appartenenti alla Breccia Museo sono completamente incoerenti (fatta eccezione per gli spatter saldati; Spatter Unit di Perrotta e Scarpati, 1994) e rappresentano unità stratigrafiche confinate in aree prossimali (Capitolo 1, Scarpati e Perrotta, 2012) legate a fasi eruttive successive (stratigraficamente sovrapposte a USAF e WGI), meno energetiche che hanno generato una corrente la cui temperatura non era tale da consentire la saldatura.

8.7.2 Interazione della corrente con la paleo-morfologia e ricostruzione della dinamica della corrente piroclastica

La morfologia del territorio è un parametro fondamentale nello studio della dinamica delle correnti piroclastiche e delle caratteristiche dei depositi ad esse ascritti (e.g. Walker et al., 1981b; Fisher, 1990; Fisher et al., 1993; Branney e Kokelaar, 1997; 2002; Giordano, 1998;

Calder et al., 1999; Bursik e Woods, 2000; Legros e Kelfoun, 2000; Giordano et al., 2002; Pittari et al., 2006; Sulpizio et al., 2008; Andrews e Manga, 2011; Cas et al., 2011; Brown e Branney, 2013; Williams et al., 2013). I depositi delle differenti unità dell'IC (in particolar modo le unità USAF e WGI) mostrano caratteri (principalmente granulometrici e componenti; vedi capitoli 4 e 5) la cui variabilità laterale, in rapporto con la paleomorfologia, testimonia la diversa influenza che l'articolazione del substrato, a scala regionale, ha avuto sulla corrente che li ha prodotti. Ciò riflette un'evoluzione nella dinamica della corrente che ha generato tali unità. Le superfici deposizionali criptiche, evidenziate dalle variazioni chimiche (isolinee di zirconio), costruite per tre diverse altezze stratigrafiche nell'IC (capitolo 5), contribuiscono a definire in maggiore dettaglio quest'interazione. Esse inoltre presentano implicazioni sulla mobilità del corrente, evidenziando la progradazione o la retrogradazione del suo fronte.

Lo studio delle caratteristiche delle principali unità dell'IC (USAF e WGI) ha evidenziato un diverso comportamento della corrente piroclastica rispetto ai rilievi appenninici durante la messa in posto. Nei capitoli 4 e 5 è stato evidenziato come i dati granulometrici e dei componenti, in relazione alla distanza dal centro eruttivo, la quota s.l.m. e l'azimuth (settori angolari intorno al centro eruttivo caratterizzati da una differente articolazione della paleomorfologia; i caratteri dei tre settori individuati sono discussi nel paragrafo 4.4 e mostrati in Fig 4.16), mostrino degli andamenti completamente differenti per USAF e WGI.

I dati sedimentologici dell'unità USAF, ubiquitaria dal punto di vista della distribuzione, appaiono poco o nulla influenzati dalla distanza dal centro eruttivo, la quota s.l.m. o l'azimuth. Sorting e mediana non mostrano un andamento preferenziale con la distanza dal centro eruttivo (Fig. 4.8A e B) mentre si osserva un blando decremento dei litici e incremento degli juvenili con la distanza (Fig. 5.7). Anche l'andamento delle isolinee di zirconio (Fig. 5.21A) è completamente indipendente dalla morfologia, attraversando ed intersecando allo stesso modo settori pianeggianti o rilievi montuosi, e mostrando una zonazione laterale di questo tracciante chimico che diminuisce costantemente dalle aree intermedie a quelle distali. Questi caratteri sono compatibili con una corrente estremamente energetica, dominata dalla turbolenza, capace di sormontare ostacoli morfologici di notevole altezza ed estensione laterale senza subire importanti modificazioni della capacità di trasporto o sostegno dei clasti (Fig. 8.3). Solo oltre i 50 km di distanza dal centro eruttivo si nota un leggero decremento del contenuto in litici (Fig. 5.7) legato alla sedimentazione del materiale. L'elevata capacità della corrente di sostenere il carico solido è anche dovuta alla granulometria molto fine delle particelle (sia juvenili che litici). L'intensa turbolenza della corrente in questa fase è ulteriormente confermata dalla presenza, in molte località, della facies stratificata (*sT*) o

stratificata diffusa (*dsT*) tipica di USAF. Tali facies sono presenti fino a 70 km dal centro eruttivo.

Diversamente da USAF, i dati sedimentologici dell'unità WGI sono fortemente influenzati dalla paleomorfologia e, in misura minore, dalla distanza e dall'azimuth rispetto al centro eruttivo. In generale, il sorting e la mediana (Fig. 4.8 A e B) mostrano una variazione quasi lineare con la distanza così come le abbondanze dei componenti (Fig. 5.9). Il confronto tra le abbondanze di pomici e litici (Fig. 5.15A) e tra litici e cristalli (Fig. 5.15B) mostra delle nette differenze nei tre settori angolari individuati. Nel settore caratterizzato da un'elevata articolazione del substrato (sette 2), i campioni formano un gruppo di dati caratterizzati da scarsi litici mentre nel settore caratterizzato da una morfologia pianeggiante o poco articolata (sette 1), i campioni appaiono nettamente arricchiti in litici e cristalli, anche a maggiori distanze dal centro eruttivo. I dati chimici forniscono un ulteriore dettaglio per comprendere il rapporto tra la corrente durante la deposizione dell'unità WGI ed il substrato. Le isolinee di zirconio sono state costruite per due diverse altezze stratigrafiche (facies a pomici basale e facies a pomici distale) mentre la distribuzione della facies a scorie è stata dettagliatamente ricostruita dall'analisi di campo. Come è stato già descritto nel capitolo 5, la facies a pomici basale, al pari di USAF, è ubiquitaria e le isolinee di zirconio non appaiono influenzate dalla morfologia. La facies a scorie e la facies a pomici distale, che rappresentano gran parte del volume dell'unità WGI, hanno invece distribuzioni differenti. La facies a scorie è presente solo in aree intermedie e grada lateralmente, in aree prossimali, nella facies pipernoide della formazione della Breccia Museo (Scarpati e Perrotta, 2012). Allontanandosi dal centro eruttivo, essa è confinata nella Piana Campana e alla base dei versanti, orientati verso l'area sorgente, dei rilievi che la bordano. Solo in un caso la facies a scorie è presente sul versante opposto all'area sorgente (Monti Lattari). La facies a pomici distale è distribuita mediamente oltre i 45 km dal centro eruttivo, al di là dei rilievi che bordano la Piana Campana. In nessun affioramento è stata rilevata la coesistenza di pomici e scorie nella matrice. Questa differente distribuzione degli juvenili dipende dalla distanza dal centro eruttivo e dalla morfologia a scala regionale; fattori che influenzano i processi di segregazione verticale degli juvenili a diversa densità (pomici e scorie) nella corrente piroclastica.

La prima fase della deposizione di WGI, durante la quale è stata sedimentata la facies a pomici basale (Fig. 8.3), non risente particolarmente della morfologia del substrato come evidenziato dalle isolinee di zirconio e della ubiquità di questa facies (presente sui versanti sopra e sottocorrente dei rilievi). Come durante la messa in posto di USAF, la corrente è ancora capace di superare ostacoli morfologici elevati senza subirne l'influenza,

sedimentando continuamente il materiale fino alle aree più distali. Successivamente, a causa della variazione dei meccanismi eruttivi (par. 8.2), nella corrente coesistono due tipi diversi di juvenili (pomici e scorie) che per la loro differente densità vengono segregati verticalmente a diverse altezze nella corrente (Fig. 8.4 e 8.5). Le scorie, più dense e pesanti, affondano verso la parte bassa della corrente, mentre le pomici meno dense sono segregate nella parte alta della corrente. Sebbene la facies a scorie si ritrovi mediamente fino a circa 600 m s.l.m., la presenza, localmente e in aree più vicine al centro eruttivo, di scorie fino a quasi 1000 m di quota (sez. 23 - Acqua Fidia) lascia ipotizzare che, fino a 40/50 km, lo spessore della corrente caratterizzato dalla presenza di scorie doveva essere almeno 1 km per poi diminuire rapidamente allontanandosi dalla sorgente a causa dei processi di segregazione e deposizione. I rilievi esercitano un effetto barriera sulla parte inferiore della corrente in cui sono presenti le scorie influenzandone fortemente la distribuzione. La parte alta della corrente, caratterizzata dalla presenza di pomici, è capace di sormontare gli ostacoli morfologici e trasportare e sedimentare il materiale oltre i rilievi più alti. La netta diminuzione della quantità di litici in relazione agli juvenili (Fig. 5.11C) in WGI, oltre i 50 km dal centro eruttivo (distanza compatibile con il limite scorie-pomici), conferma l'influenza della morfologia sulla capacità di trasporto della corrente. Essa è stratificata per densità e la deposizione avviene da un boundary layer ad elevata concentrazione. Solo la parte alta, meno densa e caratterizzata da juvenili più leggeri e una minore quantità di litici lavici è capace di sormontare gli ostacoli morfologici.

Laddove presente, l'unità LYT conserva caratteri vulcanologici di WGI, anche se mineralogicamente è caratterizzata da abbondanti zeoliti che hanno litificato un deposito originariamente incoerente. Il carattere massivo o con gradazione inversa degli juvenili, testimonia di una sostanziale stazionarietà della corrente rispetto alle condizioni precedenti (WGI). Il carattere distintivo è sicuramente il raffreddamento della corrente piroclastica che deposita prodotti incapaci di mostrare il minimo grado di saldatura.

L'unità CPF che chiude la sequenza stratigrafica dell'Ignimbrite Campana è distribuita in un'area localizzata a 30-35 km dal centro eruttivo (Fig. 2.2). La sua formazione è dovuta a processi di segregazione delle pomici più grossolane e meno dense (le pomici dell'unità CPF mostrano i valori più bassi di densità, Fig. 5.2A) durante la fase finale dell'eruzione in una corrente waning (Fig. 8.6). I dati presentati evidenziano un'elevata mobilità del fronte della corrente, testimoniata dalla distribuzione delle diverse facies a componenti (scorie/pomici) e dalle superfici deposizionali criptiche identificate tramite isolinee di zirconio. La prima fase è caratterizzata da una corrente estremamente espansa e turbolenta, dalla cui testa si è

depositato un sottile livello ricco in litici e cristalli (ground layer). La deposizione è continuata dalla base della corrente, secondo un meccanismo principalmente trattivo, che ha prodotto l'unità USAF. Successivamente le condizioni alla base della corrente sono cambiate. L'incremento della concentrazione ha soppresso totalmente la trazione generando un boundary layer di tipo fluid escape e la deposizione di WGI. Durante la sedimentazione di WGI, la corrente è caratterizzata da una porzione basale, spessa fino ad 1 km, ricca in scorie e una parte alta in cui sono disperse esclusivamente pomici. Lo spessore totale della corrente probabilmente eccede i 1500 m. La porzione caratterizzata dalla presenza di scorie è bloccata dai rilievi che hanno esercitato un effetto barriera, influenzando fortemente la distribuzione (facies a scorie). La porzione della corrente caratterizzata da pomici ha scavalcato i rilievi depositando una facies interamente formata da pomici immerse nella matrice cineritica in aree distali.

Il fronte della corrente, come mostrato dalle isolinee di zirconio ha avuto una prima fase di forte progradazione durante la deposizione di USAF e WGI pomici basali. Durante la deposizione del corpo principale di WGI (facies a scorie e pomici distali) il fronte della corrente ha subito l'influenza della morfologia. Il fronte della porzione più bassa della corrente (ricca in scorie) è stato bloccato dai rilievi causando la sua retrogradazione (deposizione della facies a scorie confinata nella piana mediamente fino a 45-50 km dal centro eruttivo) rispetto alla fase precedente. La parte alta della corrente (ricca in pomici) ha scavalcato gli ostacoli morfologici provocando un nuovo e quasi contemporaneo avanzamento del fronte (progradazione). Alla fine dell'eruzione, il fronte della corrente ha subito un'ultima fase di retrogradazione durante la deposizione dell'unità CPF.

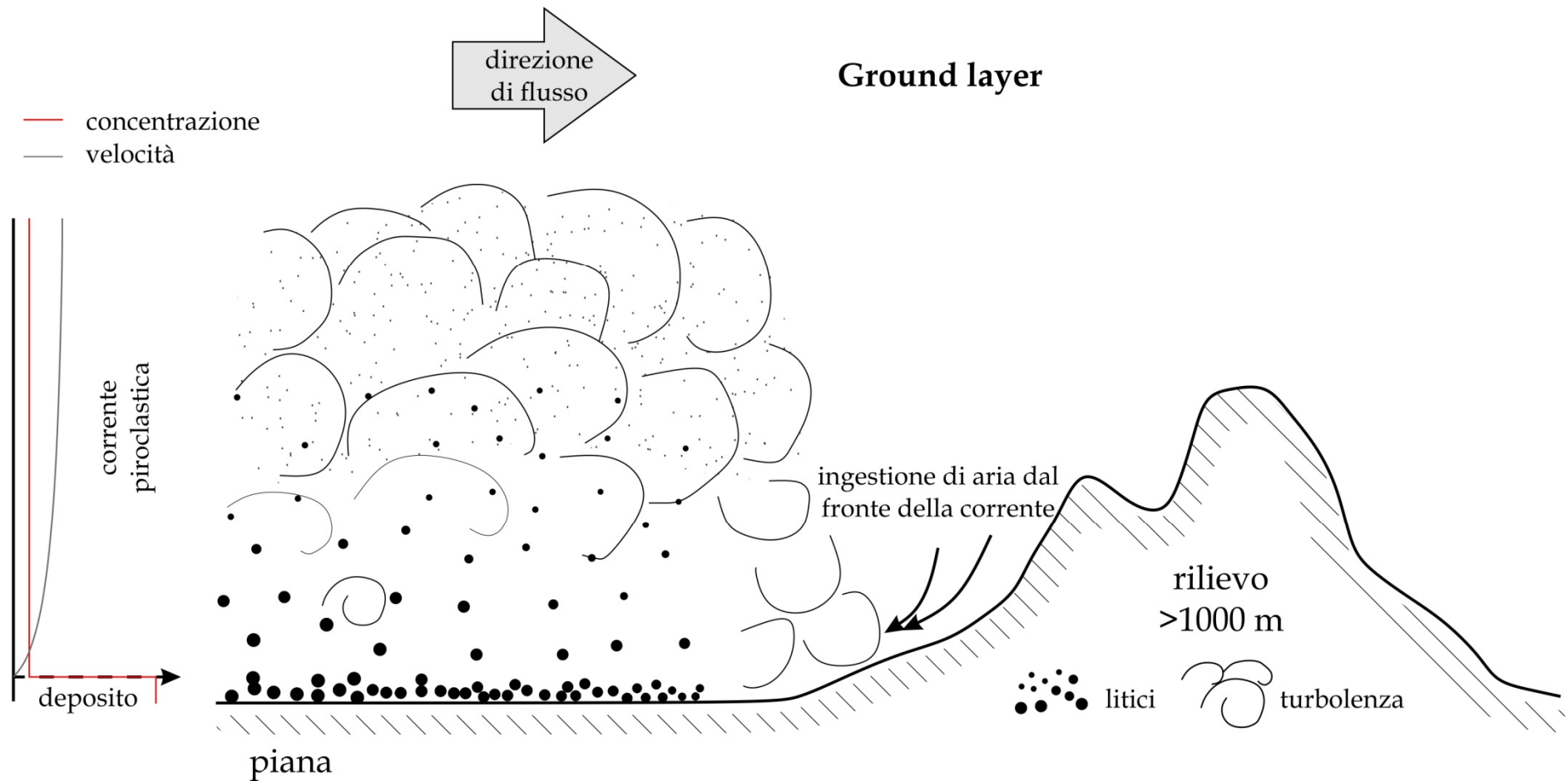


Fig. 8.1 Formazione del ground layer dell'IC. Le sedimentazione è avvenuta dalla base di una corrente estremamente espansa, diluita e interamente turbolenta capace di sormontare rilievi fino a 1500 m. I litici sono gradati, sia lateralmente che verticalmente, nella corrente e sedimentano dal fronte diluito della corrente. Velocità e concentrazione nella corrente piroclastica (profili a sinistra) sono bassi.

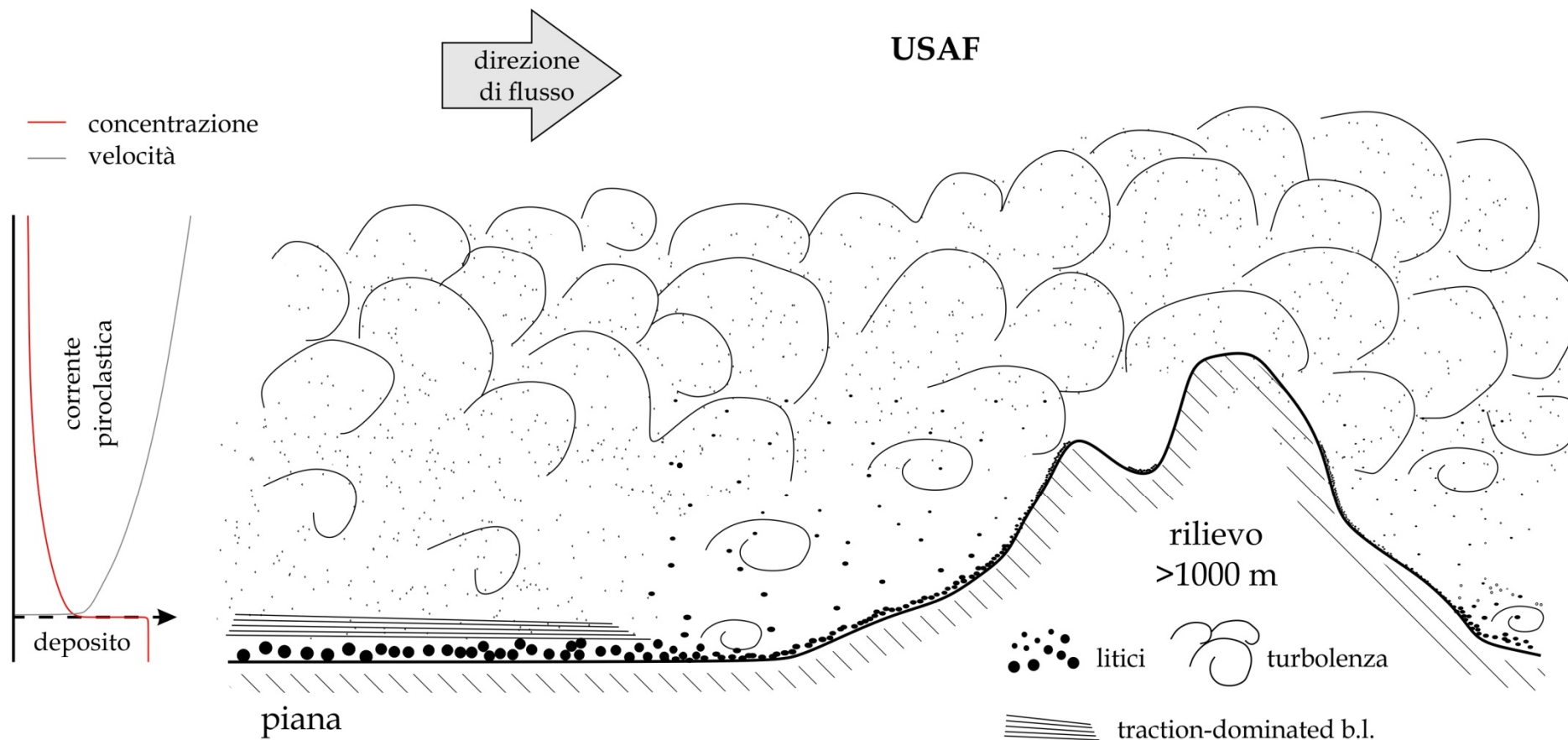


Fig. 8.2 I rilievi esercitano un effetto barriera sulla corrente durante la deposizione del ground layer che si riflette in depositi più grossolani sui versanti orientati verso la sorgente e più fini sui versanti opposti al centro eruttivo (solo i clasti più fini trasportati nella parte più alta della corrente possono sormontare i rilievi e sedimentare sui versanti opposti alla sorgente). Durante la sedimentazione dell'unità USAF, la corrente rimane fortemente espansa, diluita (profili a sinistra) e turbolenta. La deposizione avviene dalla base della corrente dominata da un boundary layer trattivo che ha generato depositi caratterizzati principalmente dalla facies stratificata o stratificata diffusa.

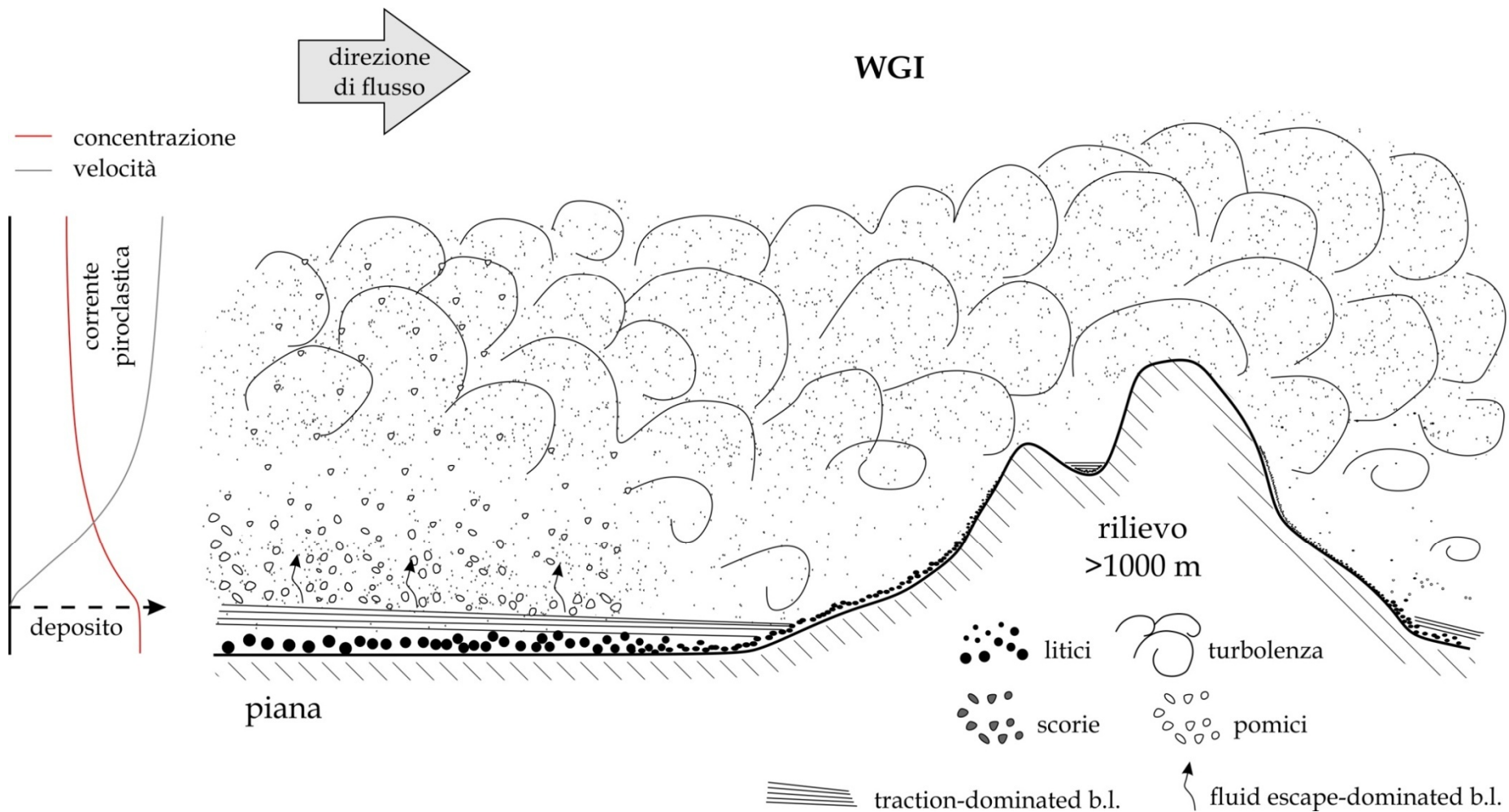


Fig. 8.3 Formazione della facies a pomice basale dell'unità WGI. Durante la sedimentazione di WGI cambiano le caratteristiche fisiche del boundary layer. La trazione è soppressa a causa dell'incremento della concentrazione (profili a sinistra). L'elevato "suspended load fallut rate" (Lowe, 1988) intrappola i gas nella nel deposito in aggradazione generando un boundary layer di tipo "fluid escape-dominated" (Branney e Kokelaar, 2002). Questo tipo di sedimentazione sarà attivo durante l'intera aggradazione dell'unità WGI.

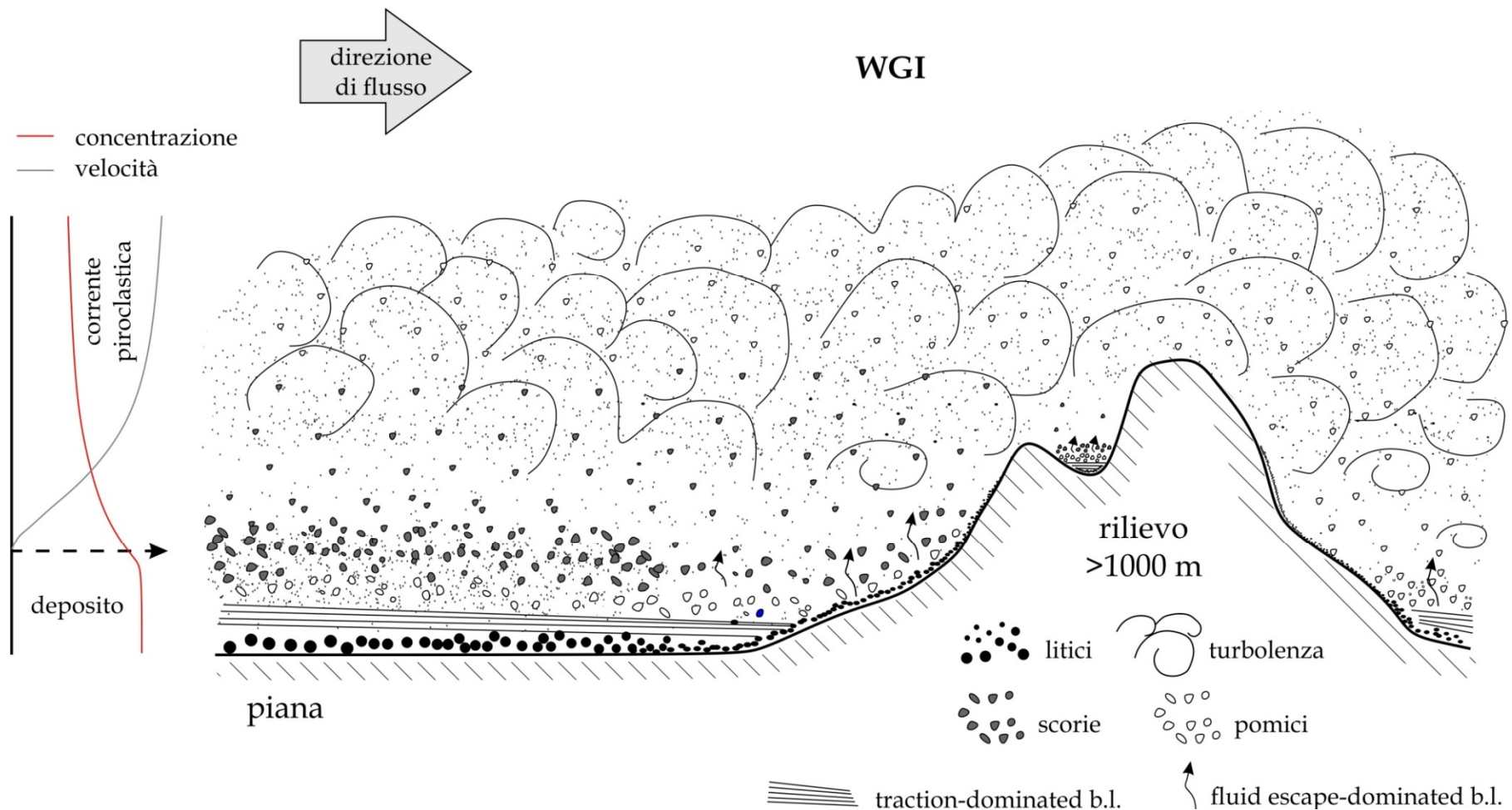


Fig. 8.5 I rilievi esercitano un “effetto barriera” sulla stratificazione per componenti della corrente. La parte bassa, caratterizzata dalla presenza esclusivamente di juvenili scoriacei, è bloccata dai rilievi di maggiore altezza ed estensione laterale. La sedimentazione della facies a scorie avviene nella Piana Campana e alla base, o a ridosso, dei versanti orientati verso la sorgente. Il ritrovamento della facies a scorie fino a circa 1000 m di quota lascia ipotizzare che lo spessore della corrente interessato dalla presenza di scorie fosse almeno 1 km. La parte alta della corrente, caratterizzata dalla presenza esclusivamente di juvenili pomice, sormonta gli ostacoli morfologici producendo distalmente un deposito ignimbrítico ricco in pomice (facies a pomice distale di WGI).

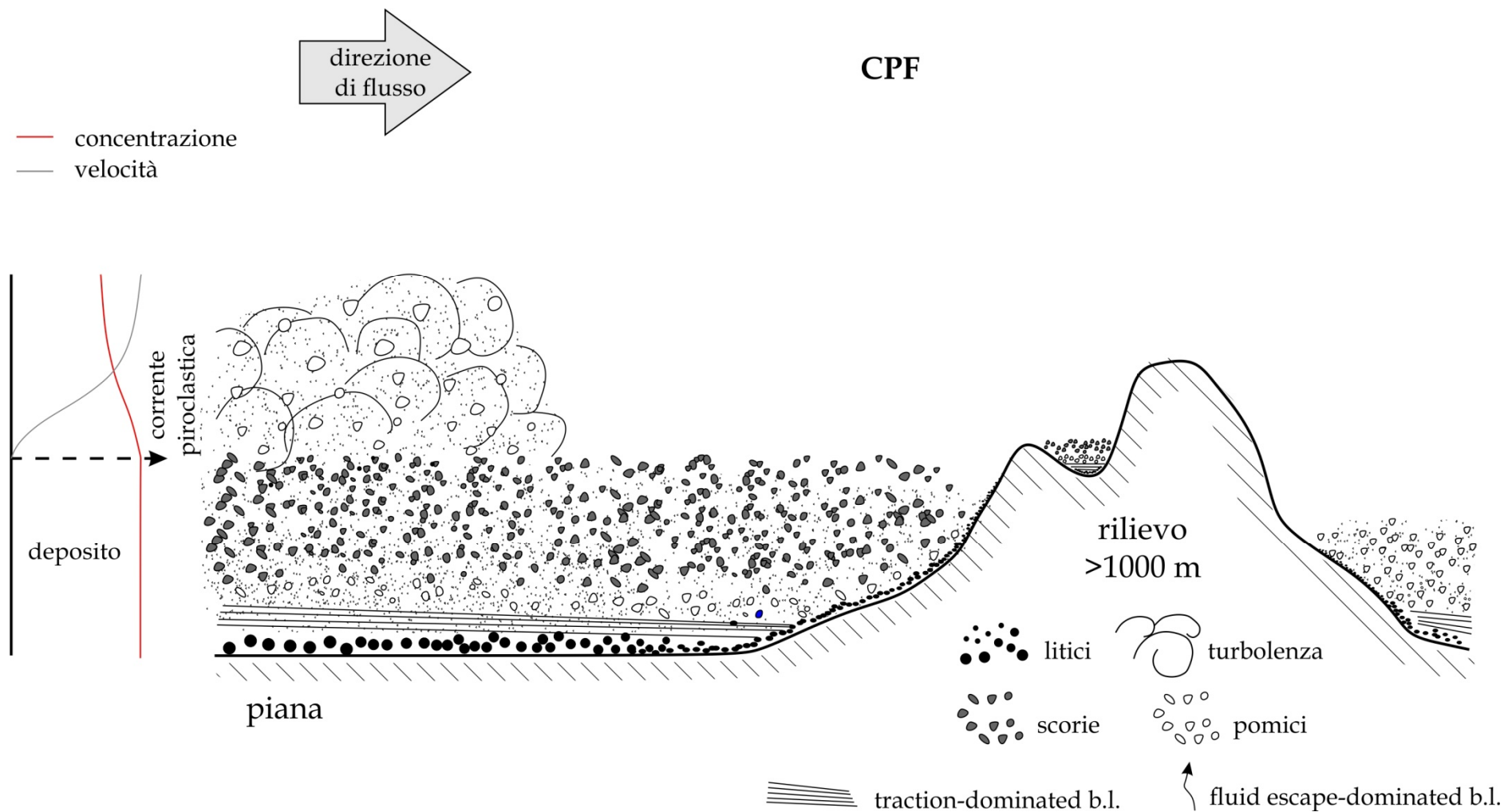


Fig. 8.6 L'unità CPF è il prodotto di una corrente poco energetica che chiude l'eruzione (il fronte deposizionale retrograda). Le pomici grossolane sono segregate per contrasto di densità rispetto alla mistura gas-cenere generando un deposito cineritico in cui sono immersi lapilli e blocchi pomicei a gradazione inversa. La distribuzione estremamente limitata (Fig. 2.2) di questa unità testimonia la scarsa energia della corrente in questa fase finale.

Conclusioni

È stata ricostruita per la prima volta l'architettura dell'Ignimbrite Campana sulla base di un dettagliato studio di campo (individuazione della ricorrenza e della distribuzione delle litofacies osservate nelle unità stratigrafiche medio-distali descritte da Scarpati e Perrotta 2012) e di laboratorio su oltre 150 campioni prelevati nelle diverse unità stratigrafiche che formano il deposito ignimbrico (granulometrie e componenti) unitamente a misure di densità dei clasti, analisi chimiche, osservazioni sul grain fabric e rapporti tra questo esteso corpo geologico e la morfologia del substrato, sia a scala locale che regionale. L'insieme di questi dati ha permesso di definire i processi di trasporto e deposizione che agivano durante la fase da corrente piroclastica dell'eruzione e il comportamento dinamico della corrente rispetto agli ostacoli morfologici.

Il dettagliato rilevamento di campo (sono state studiate 44 sezioni stratigrafiche), ha consentito l'individuazione di sette litofacies (1 - fines-poor lithic lapilli tuff; 2 - massive lapilli tuff; 3 - massive tuff; 4 - pumice lapilli tuff; 5 - diffuse-stratified tuff; 6 - stratified tuff; 7 - lenses of pumice lapilli) e loro diverse associazioni verticali e laterali (queste ultime principalmente a scala regionale). Oltre a queste litofacies, esclusivamente nell'unità WGI, è stata osservata una diversa distribuzione della componente juvenile con la distanza dal centro eruttivo. È stata identificata una facies a scorie, formata interamente da juvenili scoriacei immersi nella matrice cineritica, la cui distribuzione è confinata nelle aree intermedie (fino a circa 45 km dal centro eruttivo e 1000 m di quota) e una facies a pomici presente nelle aree intermedie come un sottile livello alla base (facies a pomici basale) della facies a scorie e nelle aree distali (oltre 45-50 km dal centro eruttivo) dove le pomici (facies a pomici distale) rappresentano l'unico juvenile in tutto lo spessore del deposito.

Le analisi sedimentologiche hanno evidenziato importanti differenze tra le varie unità. L'unità WGI risulta mediamente più grossolana e peggio classata di USAF. Tutte le unità sono arricchite in cenere fine eccetto i "livelli depleti in fini" localmente presenti alla base di USAF (ground layer) e intercalati in WGI (pods e pipe). Gli juvenili (pomici) sono preponderanti in tutte le unità mentre sono subordinati litici, formati in ordine di importanza da lave, frammenti carbonatici e clasti tufacei, e cristalli rappresentati quasi esclusivamente da sanidino ed in minima parte plagioclasio, pirosseno e biotite. I livelli "depleti in fini" sono, invece, decisamente arricchiti in litici lavici e cristalli. La variazione dei dati sedimentologici rispetto alla distanza dal centro eruttivo e alla quota sul livello del mare ha evidenziato che

circa 50 km di distanza e 300 m s.l.m. rappresentano limiti oltre i quali si osserva un netto miglioramento del sorting e una decisa diminuzione del contenuto in litici e cristalli (principalmente in WGI e meno evidentemente in USAF) mentre la variazione degli stessi parametri in relazioni ai settori angolari individuati intorno al centro eruttivo ha messo in luce che gli ostacoli morfologici hanno diversamente influenzato la sedimentazione di USAF e WGI, testimoniando una variazione nella dinamica della corrente piroclastica.

In base alle abbondanze dei componenti, il volume stimato dei litici è di 1 km mentre il volume dei cristalli varia tra 1 e 2,3 km³.

Le analisi chimiche effettuate, tramite XRF, sugli juvenili (pomici e scorie) hanno evidenziato un costante decremento dello zirconio (Zr) con l'altezza stratigrafica e, seguendo l'approccio di Williams et al. (2013), sono state individuate superfici deposizionali criptiche (evidenziate da isolinee di Zr) interpretate in termini dinamici per ricostruire la mobilità della corrente piroclastica. Le isolinee di Zr, costruite per tre altezze stratigrafiche di riferimento (USAF, WGI base e WGI top pomici distali), rivelano la variazione nel tempo dell'area coperta dalla corrente piroclastica durante l'eruzione (progradazione e retrogradazione del fronte).

L'IC è interpretata come il prodotto della continua sedimentazione (aggradazione progressiva di Branney e Kokelaar, 2002) dalla base di una corrente espansa, diluita e turbolenta. Le diverse transizioni verticali di facies sono dovute a fasi di instazionarietà della corrente. Durante la sedimentazione dell'unità USAF, la corrente è stata poco o nulla influenzata dal substrato, sedimentando un deposito prevalentemente stratificato o diffusamente stratificato. La deposizione è avvenuta da un boundary layer a bassa concentrazione in cui persistevano condizioni trattive (testimoniate anche dalla presenza, localmente, tra le lamine, di lenti di lapilli deplete in fini erose dalla sottostante unità da caduta). La transizione a WGI segna il passaggio ad un boundary layer a maggiore concentrazione, in cui la trazione è inibita, sormontato dal corpo turbolento della corrente, da cui sedimenta un deposito prevalentemente massivo o con varie gradazioni interne dei componenti legati a fasi "waxing" o "waning" (sensu Branney e Kokelaar, 2002). Durante l'aggradazione dell'unità WGI, la morfologia a scala regionale ha avuto una forte influenza sulla sedimentazione. Dopo la deposizione della facies a pomici basale, che al pari di USAF non risente degli ostacoli morfologici, nel sistema dinamico della corrente, a causa del mutare dei meccanismi eruttivi (attribuiti alla variazione nel corso dell'eruzione della velocità di ascesa relativa tra il magma e le bolle di gas al suo interno) entrano contemporaneamente juvenili aventi diversa densità/vescicolazione (pomici e scorie) che formano due facies ben

distinte per componenti e lateralmente contigue (facies a scorie e facies a pomici distale) che rappresentano la maggior parte del volume di WGI. Il carattere diluito ed espanso della corrente (bassa concentrazione) consente ai processi di segregazione di essere particolarmente efficienti, separando i clasti in base alla densità. Le scorie (juvenili più densi) non riescono ad essere sostenute e vengono trasportate nella parte bassa della corrente mentre le pomici sono segregate nella parte alta. La porzione basale della corrente (ricca in scorie) impatta contro i rilievi che bordano la Piana Campana (retrogradazione del fronte della corrente) sedimentando, nella stessa piana e lungo i versanti orientati verso l'area sorgente, decine di metri di ceneri e scorie. La parte alta della corrente, ricca in pomici, è capace di sormontare i rilievi grazie all'elevata turbolenza trasportando esclusivamente juvenili meno densi (facies a pomici distale) oltre le più alte barriere montuose (nuova e quasi contemporanea progradazione del fronte della corrente). La distribuzione dei depositi a scorie o pomici in relazione alla quota s.l.m. e all'altezza dei rilievi incontrati dalla corrente durante lo scorrimento permette di ipotizzare che lo spessore della corrente sia non inferiore a 1500 m (in accordo col modello di Fisher et al., 1993).

Inoltre, osservazioni sul grain fabric hanno evidenziato, localmente, il drenaggio sindeposizionale del deposito, sedimentato sui versanti, verso il fondo valle, (secondo quanto proposto da Fisher et al., 1993 sulla base delle anisotropie della suscettibilità magnetica), fornendo un'ulteriore prova a favore della deposizione da una corrente espansa e turbolenta la cui base, durante la maggior parte della sedimentazione (aggradazione di WGI), ha subito l'influenza della morfologia del substrato.

Appendice 1 – Dati granulometrici e dei componenti di 155 campioni prelevati in tutte le unità dell’Ignimbrite Campana.

Sez.	Sigla	Unità	Località	Parametri statistici					F1 (wt% < 1 mm)	F2 (wt% < 0,063 mm)	Componenti	
				Media	Mediana	Sorting	Skewness	Kurtosis			wt% litci	wt% cristalli
Unconsolidated Stratified Ash Flow (USAF)												
1	ICI 173	USAF	Mignano M.L.	3,23	2,90	2,47	0,21	0,78	95,9	34,1	12,33	2,95
1	ICI 174	USAF	Mignano M.L.	3,30	3,30	1,96	-0,02	0,82	95,8	34,3	11,95	2,06
2	ICI 51	USAF	Roccamonfina	4,03	3,70	1,99	0,20	0,75	99,2	41,3	4,27	0,41
2	ICI 52	USAF	Roccamonfina	3,47	3,35	2,08	0,01	0,87	94,3	38,4	11,85	3,76
3	ICI 42	USAF	Furnolo	2,33	2,10	2,46	0,16	0,98	82,7	21,4	16,33	7,85
3	ICI 43	USAF	Furnolo	2,20	2,20	2,27	0,00	1,18	81,7	16,9	11,54	8,44
6	ICI 113	USAF	Triflisco	2,93	3,15	2,12	-0,12	0,78	91,0	32,4	16,47	9,13
11	ICI 103	USAF	San Lorenzello 1	2,88	2,90	1,65	-0,02	1,13	95,3	21,5	4,04	1,18
11	ICI 104	USAF	San Lorenzello 1	3,10	3,00	1,61	0,06	0,97	97,4	26,3	2,50	1,11
12	ICI 79	USAF	San Lorenzello 2	2,87	2,90	1,77	-0,04	1,10	93,5	25,0	10,79	4,51
12	ICI 80	USAF	San Lorenzello 2	2,82	2,70	2,09	0,10	1,11	92,2	23,5	8,43	4,34
12	ICI 81	USAF	San Lorenzello 2	3,42	3,70	2,23	-0,16	0,59	91,3	46,0	11,61	5,27
14	ICI 56	USAF	S.Agata de Goti	1,70	2,10	2,52	-0,18	1,08	75,3	15,2	9,92	7,15
14	ICI 57	USAF	S.Agata de Goti	1,62	2,05	2,86	-0,19	1,22	74,4	15,6	7,44	6,23
15	ICI 154	USAF	Moiano sez. C	0,67	0,60	1,14	0,14	1,34	85,5	5,8	22,96	4,70
15	ICI 155	USAF	Moiano sez. C	4,23	4,40	2,19	-0,21	1,43	92,5	61,6	1,53	0,25
16	ICI 159	USAF	Tocco Caudio	3,20	3,30	2,04	-0,12	0,98	92,4	38,3	8,92	2,21
16	ICI 161	USAF	Tocco Caudio	1,50	1,70	2,03	-0,11	0,80	73,4	11,5	14,94	11,31
16	ICI 162	USAF	Tocco Caudio	1,78	1,90	1,92	-0,08	0,83	78,7	13,3	14,31	11,52
22	ICI 93	USAF	S. Mango sul C.	2,97	3,10	2,13	-0,07	0,90	90,8	32,9	9,87	4,97
22	ICI 94	USAF	S. Mango sul C.	3,13	3,20	2,16	-0,07	1,01	91,0	33,8	8,39	3,50

23	ICI 59	USAF	Acqua Fidia	2,93	2,90	1,76	0,08	1,27	96,1	20,9	1,23	1,00
24	ICI 25	USAF	Monteforte Irp 1	2,48	2,60	2,43	-0,09	0,92	81,9	23,0	11,51	7,49
24	ICI 26	USAF	Monteforte Irp 1	1,53	1,90	2,88	-0,17	0,93	69,8	17,8	10,41	8,92
25	ICI 29	USAF	Monteforte Irp 2	2,67	2,90	2,34	-0,04	0,73	88,3	29,3	11,11	8,24
26	ICI 18	USAF	Monteforte Irp 3	1,23	0,80	2,30	0,28	0,76	59,1	14,6	21,26	8,23
26	ICI 19	USAF	Monteforte Irp 3	2,98	2,90	1,54	0,09	1,17	97,5	23,2	1,52	0,78
27	ICI 3	USAF	Visciano	2,97	3,00	1,63	-0,08	1,10	94,7	24,5	3,89	1,57
29	ICI 120	USAF	Moschiano	2,27	2,30	2,19	-0,05	0,87	81,4	18,9	15,19	5,84
29	ICI 121	USAF	Moschiano	3,27	3,40	1,76	-0,14	1,12	94,7	33,1	6,48	2,97
31	ICI 183	USAF	Serino	2,87	2,70	2,11	-0,09	1,10	85,9	21,5	10,85	2,21
31	ICI 184	USAF	Serino	1,98	1,70	1,87	0,03	1,02	89,8	23,7	9,87	1,37
32	ICI 179	USAF	Sala	3,20	3,00	2,14	0,11	0,67	97,1	35,9	13,23	2,24
32	ICI 180	USAF	Sala	2,73	2,80	2,07	-0,12	1,05	87,7	22,8	11,34	1,98
33	ICI 37	USAF	Montoro	2,83	3,00	1,59	-0,17	1,11	93,8	21,7	9,76	1,34
33	ICI 39	USAF	Montoro	2,10	2,20	1,96	-0,16	1,16	84,9	12,8	9,56	1,32
33	ICI 40	USAF	Montoro	2,17	2,40	1,74	-0,20	1,02	87,1	12,5	7,4	1,13
33	ICI 41	USAF	Montoro	2,37	3,00	2,45	-0,31	0,69	77,0	35,4	10,20	1,17
34	ICI 34	USAF	Penta	3,17	3,30	1,91	-0,10	0,98	94,7	38,1	8,31	1,97
34	ICI 35	USAF	Penta	3,43	3,70	1,57	-0,21	1,16	98,2	35,3	7,79	1,61
34	ICI 33	USAF	Penta	3,10	3,10	1,79	-0,01	0,93	95,4	34,9	10,42	1,62
37	ICI 142	USAF	Cologna	2,17	2,40	1,82	-0,22	1,06	71,9	13,7	8,72	1,93
38	ICI 124	USAF	Fosso di Prep	2,88	2,45	2,30	0,23	0,81	91,3	27,9	14,47	6,61
38	ICI 125	USAF	Fosso di Prep	3,07	2,70	2,40	0,20	0,92	91,4	31,2	9,60	3,77
38	ICI 126	USAF	Fosso di Prep	2,43	2,60	2,10	-0,08	1,29	86,8	18,2	10,87	4,10
39	ICI 138	USAF	Sordina	2,23	2,50	2,07	-0,15	1,09	83,6	19,9	12,24	3,55
39	ICI 139	USAF	Sordina	2,77	2,95	1,70	-0,13	1,13	94,1	24,2	4,21	2,30

40	ICI 13	USAF	Polvica	2,72	2,75	2,16	-0,05	1,16	88,4	23,1	8,96	1,48
40	ICI 14	USAF	Polvica	2,43	2,50	2,32	-0,05	1,11	84,3	21,7	9,43	2,13
40	ICI 15	USAF	Polvica	2,42	2,55	2,46	-0,07	1,11	82,1	23,0	9,95	2,61
40	ICI 16	USAF	Polvica	3,18	3,10	2,11	0,04	0,98	93,0	30,7	10,34	2,91
41	ICI 8	USAF	Paterno	2,48	2,10	2,91	0,17	0,70	75,4	29,3	37,91	7,40
41	ICI 9	USAF	Paterno	1,75	2,15	2,34	-0,19	0,96	76,0	14,9	13,49	3,48
41	ICI 10	USAF	Paterno	2,33	2,50	2,38	-0,06	1,41	84,2	17,7	3,31	2,58
41	ICI 11	USAF	Paterno	3,35	3,50	2,58	-0,07	0,90	88,7	41,2	17,60	3,06
44	ICI 170	USAF	Monticchio	2,83	2,90	1,85	-0,10	1,15	91,0	23,4	8,81	2,23
44	ICI 171	USAF	Monticchio	2,57	2,50	2,02	-0,05	1,05	89,4	17,0	8,59	1,62
44	ICI 172	USAF	Monticchio	3,33	3,20	2,22	0,06	0,81	95,0	37,5	9,80	2,41
-	Noc 1	USAF	Nocera	2,17	2,50	2,59	-0,15	0,97	76,9	22,8	15,63	7,09
-	Noc 2	USAF	Nocera	1,80	2,10	2,62	-0,08	0,84	70,5	19,1	14,57	4,70

Welded Grey Ignimbrite (WGI)

3	ICI 44	WGI	Furnolo	2,73	2,70	2,22	-0,04	1,05	88,3	24,0	4,50	5,59
4	ICI 177	WGI	Carinola	1,87	1,70	3,40	-0,09	1,17	70,7	19,3	9,33	9,07
4	ICI 178	WGI	Carinola	0,73	1,40	3,55	-0,28	1,09	66,8	17,6	9,69	8,42
5	ICI 133	WGI	Mondragone	2,17	2,10	1,92	-0,01	1,14	77,3	16,0	16,98	4,44
5	ICI 134	WGI	Mondragone	1,50	1,90	2,60	-0,24	1,00	72,7	14,4	14,33	4,41
5	ICI 135	WGI	Mondragone	1,20	1,80	2,94	-0,30	1,00	69,6	15,1	9,75	2,36
5	ICI 136	WGI	Mondragone	1,70	2,10	2,54	-0,30	1,26	77,0	12,2	7,11	3,66
6	ICI 114	WGI	Triflisco	2,57	2,70	2,30	-0,07	0,79	83,4	28,3	19,10	9,14
6	ICI 115	WGI	Triflisco	1,93	2,50	2,72	-0,25	0,82	73,7	28,7	13,02	8,68
8	ICI 118	WGI	Casella 2	1,70	1,40	2,70	0,21	0,96	72,8	21,2	33,55	11,86
8	ICI 119	WGI	Casella 2	1,17	1,20	2,91	0,00	0,95	64,7	16,1	24,74	12,03
9	ICI 131	WGI	Ruviano	1,80	1,90	3,01	-0,20	1,24	73,2	20,0	11,30	10,19

15	ICI 148	WGI	Moiano sez. A	0,93	0,60	2,72	0,14	0,86	58,5	15,4	33,20	18,59
15	ICI 149	WGI	Moiano sez. A	1,23	1,20	2,92	-0,02	0,86	64,1	18,7	23,82	14,01
15	ICI 150	WGI	Moiano sez. B	0,37	0,50	2,73	-0,09	0,97	55,9	7,3	22,35	17,44
15	ICI 151	WGI	Moiano sez. B	0,13	0,30	3,08	-0,12	1,05	54,0	8,6	20,01	15,47
15	ICI 152	WGI	Moiano sez. B	0,67	0,80	2,67	-0,10	0,96	57,3	9,1	22,86	18,17
15	ICI 157	WGI	Moiano sez. C	0,73	0,60	2,86	0,02	0,98	57,7	12,4	21,01	12,79
16	ICI 163	WGI	Tocco Caudio	2,13	2,30	1,88	-0,17	0,89	81,9	15,2	11,52	8,63
16	ICI 164	WGI	Tocco Caudio	1,72	1,85	2,19	-0,11	0,90	76,7	13,4	11,42	12,46
16	ICI 165	WGI	Tocco Caudio	2,10	2,00	2,01	0,04	0,86	80,6	18,2	15,52	12,78
17	ICI 70	WGI	Roccatasciana	1,93	2,10	2,28	-0,11	0,88	77,9	18,8	20,06	13,47
17	ICI 71	WGI	Roccatasciana	1,70	1,80	2,35	-0,07	0,87	74,1	16,6	21,62	12,29
18	ICI 66	WGI	Tufara	2,93	2,90	1,81	-0,07	1,30	95,5	23,9	5,51	4,21
18	ICI 67	WGI	Tufara	2,77	2,90	2,15	-0,14	1,09	88,3	25,4	6,53	5,00
18	ICI 68	WGI	Tufara	3,10	3,20	2,05	-0,16	1,23	90,8	26,0	1,88	3,63
20	ICI 85	WGI	Altavilla	2,13	2,10	2,37	0,02	0,84	78,0	22,3	21,35	11,04
20	ICI 86	WGI	Altavilla	1,57	1,70	2,63	-0,08	1,00	69,3	16,4	9,67	12,52
20	ICI 87	WGI	Altavilla	1,63	1,60	2,55	-0,03	0,88	69,5	17,5	9,53	12,82
20	ICI 88	WGI	Altavilla	1,50	1,70	2,48	-0,12	0,93	70,0	13,4	12,59	13,85
20	ICI 77	WGI	Altavilla sez B	2,28	2,50	2,12	-0,12	0,81	82,1	23,5	8,17	6,32
20	ICI 78	WGI	Altavilla sez B	2,60	2,90	2,14	-0,23	0,93	85,4	27,6	3,95	6,69
20	ICI 83	WGI	Altavilla sez C	1,63	2,10	2,62	-0,17	0,80	74,7	22,2	18,56	12,76
20	ICI 84	WGI	Altavilla sez C	1,77	2,00	2,56	-0,14	0,80	71,5	20,7	14,43	11,98
20	ICI 90	WGI	Altavilla sez D	2,07	2,10	2,11	-0,02	0,78	79,7	21,3	20,74	14,58
20	ICI 91	WGI	Altavilla sez D	1,90	1,80	2,18	0,06	0,75	75,9	20,4	17,44	16,96
21	ICI 175	WGI	Grottaminarda	1,50	0,90	2,03	0,48	1,03	73,4	14,1	3,77	10,16
21	ICI 176	WGI	Grottaminarda	0,97	0,60	1,64	0,40	1,20	66,4	7,1	12,16	10,38

22	ICI 95	WGI	S. Mango sul C.	3,07	3,30	2,27	-0,16	0,95	88,9	35,2	8,91	4,33
22	ICI 96	WGI	S. Mango sul C.	3,00	3,20	2,32	-0,14	0,96	88,0	35,3	9,84	3,65
22	ICI 97	WGI	S. Mango sul C.	2,95	3,20	2,12	-0,20	1,02	89,5	30,9	8,70	6,33
22	ICI 98	WGI	S. Mango sul C.	3,08	3,35	2,08	-0,21	1,04	91,1	32,9	8,12	6,01
22	ICI 99	WGI	S. Mango sul C.	2,93	3,20	2,10	-0,20	1,09	89,5	30,2	7,57	5,23
22	ICI 100	WGI	S. Mango sul C.	3,10	3,30	2,04	-0,17	0,99	90,8	32,9	10,24	5,48
24	ICI 27	WGI	Monteforte Irp 1	1,78	2,10	2,71	-0,18	0,99	73,0	19,1	7,60	12,70
24	ICI 28	WGI	Monteforte Irp 1	1,78	2,00	2,66	-0,11	0,86	71,8	20,0	7,10	9,80
25	ICI 30	WGI	Monteforte Irp 2	1,87	2,20	3,21	-0,23	1,16	72,6	22,0	9,64	4,89
25	ICI 31	WGI	Monteforte Irp 2	2,42	2,50	2,55	-0,08	1,02	78,4	24,5	7,39	4,39
26	ICI 23	WGI	Monteforte Irp 3	2,25	2,35	2,25	-0,05	0,96	83,1	21,1	7,14	9,39
26	ICI 24	WGI	Monteforte Irp 3	2,17	2,30	2,59	-0,05	1,10	78,9	20,9	8,01	8,80
29	ICI 122	WGI	Moschiano	2,23	2,60	2,38	-0,23	0,94	79,9	22,7	6,07	7,16
30	ICI 123	WGI	Aiello del Sabato	2,88	2,95	1,99	-0,07	0,89	90,8	29,2	4,56	6,03
32	ICI 180	WGI	Sala	2,90	1,88	0,00	0,91	2,90	94,6	28,4	10,76	7,54
32	ICI 181	WGI	Sala	2,67	1,88	0,04	0,91	2,60	93,3	24,1	9,87	5,43
32	ICI 185	WGI	Serino	2,54	1,81	0,08	0,89	2,50	91,4	23,8	8,78	4,65
34	ICI 36	WGI	Penta	2,43	2,60	1,87	-0,11	0,90	88,6	20,6	10,82	3,11
37	ICI 143	USAF	Cologna	3,60	3,60	1,21	-0,03	1,04	98,6	36,3	2,66	0,55
37	ICI 144	USAF	Cologna	3,42	3,40	1,33	-0,01	0,97	98,8	33,1	2,59	0,67
37	ICI 145	WGI	Cologna	2,27	2,50	2,14	-0,18	1,02	83,6	19,6	8,84	5,48
37	ICI 146	WGI	Cologna	2,20	2,40	2,32	-0,17	0,87	80,3	21,2	9,75	7,45
38	ICI 128	WGI	Fosso di Prep	2,18	2,40	1,71	-0,13	0,96	87,6	11,9	7,10	6,69
38	ICI 129	WGI	Fosso di Prep	2,35	2,50	1,85	-0,10	0,82	88,9	20,5	5,33	8,68
38	ICI 130	WGI	Fosso di Prep	2,57	2,30	2,00	0,11	0,94	88,7	22,1	5,57	6,90
39	ICI 140	WGI	Sordina	2,70	2,80	1,88	-0,06	0,88	92,3	25,2	6,06	8,38

39	ICI 141	WGI	Sordina	3,03	2,90	1,89	-0,01	0,97	91,3	26,9	6,33	8,63
40	ICI 17	WGI	Polvica	2,92	2,90	2,18	0,01	0,96	91,4	29,2	5,29	4,71
43	ICI 168	WGI	Cesarano	1,20	1,30	2,39	-0,06	0,96	67,4	10,4	22,63	11,82
43	ICI 169	WGI	Cesarano	2,23	2,30	2,02	-0,09	0,86	80,2	18,8	4,09	10,82
-	Noc 3	WGI	Nocera	2,67	2,80	1,76	-0,12	1,02	92,2	21,8	6,63	3,12

Coarse Pumice Flow (CPF)

6	ICI 116	CPF	Triflisco	2,20	2,40	2,65	-0,15	0,97	78,1	27,1	11,08	9,17
7	ICI 61	CPF	Casella 1	1,30	1,20	2,63	0,04	0,93	67,2	16,0	14,49	9,00
7	ICI 62	CPF	Casella 1	1,50	1,80	3,17	-0,21	1,11	69,3	18,6	6,36	5,11
13	ICI 109	CPF	Dugenta	1,83	2,10	2,78	-0,19	0,93	74,2	23,3	3,52	2,09
13	ICI 110	CPF	Dugenta	0,07	1,20	4,33	-0,29	0,60	58,7	22,4	15,65	10,39
13	ICI 111	CPF	Dugenta	-1,43	-1,70	4,55	0,09	0,58	46,8	14,5	13,06	16,39

Livelli depleti in fini: ground layer (gl), pod (pd), pipe (p)

2	ICI 50	(gl)	Roccamonfina	0,73	0,40	1,50	0,38	1,13	58,0	5,0	46,26	37,88
5	ICI 132	(gl)	Mondragone	-1,43	-1,60	1,72	0,27	0,90	20,9	1,0	73,11	13,08
6	ICI 112	(gl)	Trifilisco	1,22	0,90	1,70	0,22	1,02	75,4	7,3	45,38	25,00
7	ICI 117	(gl)	Casella 1	0,18	0,20	1,49	-0,01	1,53	51,6	3,0	44,04	52,14
11	ICI 102	(gl)	S. Lorenzello 1	0,65	0,35	1,34	0,37	1,30	70,7	4,1	52,27	33,46
14	ICI 55	(gl)	S.Agata de Goti	-0,60	-0,55	1,70	0,01	0,95	34,1	1,3	58,70	27,87
15	ICI 147	(gl)	Moiano	-0,70	-0,60	1,83	0,03	1,02	32,0	4,4	62,58	27,50
20	ICI 76	(gl)	Altavilla	0,98	0,75	1,63	0,24	1,21	65,2	7,3	38,30	20,07
20	ICI 82	(gl)	Altavilla	0,35	0,40	1,40	0,01	1,37	61,8	2,7	55,20	19,17
20	ICI 89	(gl)	Altavilla	0,20	0,20	1,12	0,06	1,16	55,3	1,9	57,36	26,56
22	ICI 92	(gl)	San Mango	0,73	0,70	1,21	0,07	1,15	74,9	2,3	40,02	16,63
23	ICI 58	(gl)	Acqua Fidra	0,63	0,60	0,96	0,09	1,01	71,5	1,0	67,14	23,46

27	ICI 1	(gl)	Visciano	0,47	0,50	1,10	-0,02	1,20	90,8	1,1	72,68	19,02
34	ICI 32	(gl)	Penta	0,77	0,70	1,12	0,18	1,34	79,4	4,4	62,32	25,05
41	ICI 7	(gl)	Paterno	0,83	0,50	1,70	0,32	0,94	60,7	6,3	65,60	13,64
43	ICI 167	(gl)	Cesarano	-1,70	-1,60	1,53	-0,05	0,89	12,0	0,7	71,12	14,88
	-	(gl)	Castel S. Giorgio	-0,52	-0,60	2,07	0,12	1,31	30,8	4,2	54,92	25,80
15	ICI 156	(pd)	Moiano	-0,33	-0,20	1,35	-0,14	1,05	39,2	1,0	42,49	32,95
15	ICI 158	(pd)	Moiano	-0,73	-0,60	1,48	-0,09	0,95	29,7	1,9	48,24	32,97
15	ICI 153	(p)	Moiano	-0,43	-0,40	1,78	0,04	1,23	35,5	2,5	50,35	34,98

Appendice 2 – Analisi chimiche effettuate tramite XRF. Per ogni campione sono indicate la località e l'unità stratigrafica di campionamento ed il tipo di juvenile (p, pomice); s, scoria). Le località di campionamento sono indicate in fig. 2.2.

campione	PNT1	PONT2	SAG1	SAG2	SAG3	SAG4	SAG5	SAG6	SAG7	SAG8
località	Pontelatone	Pontelatone	S. Agata	S. Agata	S. Agata	S. Agata	S. Agata	S. Agata	S. Agata	S. Agata
unità	WGI	CPF	USAF	USAF	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI
tipo	P	P	P	P	s	s	s	s	s	s
SiO ₂	57,15	61,51	59,07	58,01	61,93	61,48	61,73	61,72	61,96	61,98
TiO ₂	0,65	0,45	0,55	0,57	0,46	0,45	0,46	0,43	0,44	0,44
Al ₂ O ₃	20,33	18,69	20,79	21,84	18,75	18,55	18,48	18,46	18,50	18,15
Fe ₂ O ₃ tot	5,17	3,79	4,43	4,67	3,71	3,58	3,60	3,54	3,60	3,56
MnO	0,20	0,19	0,27	0,27	0,23	0,21	0,22	0,18	0,21	0,20
MgO	1,02	0,51	0,52	0,72	0,34	0,42	0,31	0,47	0,44	0,43
CaO	3,63	2,06	2,45	2,80	1,90	2,39	2,14	2,29	2,09	2,07
Na ₂ O	5,14	4,32	4,90	4,42	5,33	5,27	5,55	4,94	4,96	4,68
K ₂ O	6,30	8,23	6,75	6,42	7,11	7,39	7,28	7,74	7,56	8,24
P ₂ O ₅	0,16	0,08	0,05	0,06	0,05	0,07	0,05	0,08	0,06	0,06
LOI	4,99	2,44	6,35	6,08	1,34	1,34	0,84	0,83	1,15	1,26
Total	99,75	99,83	99,78	99,78	99,81	99,81	99,82	99,85	99,82	99,81
Sc	9,10	4,30	5,20	6,90	4,40	2,10	2,90	3,40	5,60	4,20
V	64,10	35,70	40,60	37,60	32,30	35,00	32,50	32,60	29,50	32,10
Ba	569,00	178,30	94,60	97,30	51,60	123,00	36,70	84,10	63,70	69,80
Sr	455,60	198,40	121,80	149,10	73,30	123,60	50,50	117,80	90,60	91,30
Y	61,90	57,70	82,80	81,80	56,90	72,00	73,80	58,00	69,10	64,40
Zr	537,00	522,70	816,20	813,60	766,70	688,60	744,30	522,00	659,90	642,40
Cr	22,50	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	4,90
Ni	5,80	4,70	0,80	2,00	6,50	1,60	1,00	5,60	4,20	1,00
Rb	307,00	369,60	379,80	346,80	404,80	345,20	348,70	324,90	342,00	357,00
Nb	79,50	78,00	113,40	109,70	101,80	96,60	100,70	77,50	86,80	94,50
La	131,70	124,40	187,60	192,40	156,10	161,20	162,60	130,50	154,90	136,80
Ce	212,10	184,00	286,80	287,00	222,80	227,50	236,90	175,90	211,40	201,20

campione	ALT1	ALT2	ALT3	ALT4	ALT5	ALT6	ALT7	DUG1	DUG2	DUG3	DUG4	RUV1
località	Altavilla	Altavilla	Altavilla	Altavilla	Altavilla	Altavilla	Altavilla	Dugenta	Dugenta	Dugenta	Dugenta	Ruviano
unità	USAF	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI	CPF	CPF	CPF	WGI
tipo	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p
SiO ₂	61,63	61,44	61,37	61,15	61,76	61,45	61,13	60,85	61,47	60,73	61,26	59,27
TiO ₂	0,45	0,47	0,49	0,47	0,49	0,46	0,45	0,48	0,45	0,44	0,46	0,51
Al ₂ O ₃	18,22	18,27	18,07	18,03	18,17	18,20	18,24	18,12	18,23	18,23	18,18	18,01
Fe ₂ O ₃ tot	3,82	3,93	4,00	3,86	3,76	3,76	3,88	3,90	3,78	4,02	3,83	4,46
MnO	0,21	0,21	0,20	0,19	0,22	0,21	0,17	0,20	0,22	0,16	0,21	0,19
MgO	0,66	0,61	0,74	0,62	0,44	0,49	0,72	0,56	0,38	0,75	0,49	1,56
CaO	2,31	2,32	2,64	2,64	2,13	2,32	2,61	2,72	2,08	2,70	2,22	4,09
Na ₂ O	4,68	4,68	4,25	4,21	4,95	4,68	3,98	4,54	5,20	3,98	5,08	3,04
K ₂ O	7,75	7,82	7,83	8,45	7,79	8,16	8,55	8,36	7,95	8,71	8,03	8,44
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,23	0,19	0,10	0,11	0,11	0,09	0,06	0,10	0,07	0,21
LOI	3,30	3,17	3,17	2,86	3,06	2,77	2,87	3,24	2,58	2,37	2,31	
Total	99,85	99,84	99,82	99,81	99,81	99,84	99,84	99,82	99,82	99,82	99,83	99,78
Sc	4,10	4,20	4,10	7,20	5,00	2,20	4,20	2,00	5,20	3,00	1,20	3,80
V	36,70	41,70	43,20	43,80	35,20	37,60	42,20	42,50	37,90	46,30	35,60	66,20
Ba	123,40	165,80	252,50	211,00	86,20	166,30	263,40	205,10	77,60	281,40	113,90	686,10
Sr	156,10	176,50	205,10	215,90	102,70	161,00	260,70	208,30	106,90	325,80	144,90	543,30
Y	61,90	61,80	60,20	58,50	68,90	62,20	49,50	59,70	64,70	47,30	62,80	40,30
Zr	549,70	581,60	554,30	528,30	722,80	583,40	427,10	563,00	626,80	390,80	599,90	265,90
Cr	<LLD	<LLD	3,40	3,50	<LLD	<LLD	9,60	<LLD	<LLD	5,40	<LLD	20,50
Ni	10,50	7,80	4,80	<LLD	7,30	1,60	6,70	0,80	<LLD	7,00	0,00	12,30
Rb	357,90	361,10	330,80	324,60	384,20	355,00	312,10	343,20	383,10	311,60	373,60	297,40
Nb	70,60	79,20	80,80	76,30	90,40	85,20	62,80	82,00	93,10	57,50	88,70	39,30
La	142,40	129,30	131,30	132,20	167,20	142,00	114,30	127,70	137,40	96,10	142,50	79,10
Ce	190,70	203,60	193,10	200,80	254,40	203,50	160,50	205,30	210,70	144,50	206,10	121,70

campione	TRI1	TRI2	TRI3	TRI4	TRI5	TRI6	MOI1	MOI2	MOI3	MOI4
località	Triflisco	Triflisco	Triflisco	Triflisco	Triflisco	Triflisco	Moiano	Moiano	Moiano	Moiano
unità	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI	CPF	WGI	WGI	WGI	WGI
tipo	p	s	s	s	s	p	p	p	p	p
SiO ₂	61,50	61,42	62,22	62,30	61,07	62,94	61,67	61,16	61,77	60,96
TiO ₂	0,45	0,47	0,45	0,45	0,46	0,44	0,48	0,48	0,46	0,46
Al ₂ O ₃	18,59	18,29	18,73	18,81	18,37	18,20	18,05	18,67	18,43	18,31
Fe ₂ O ₃ tot	3,87	3,91	3,57	3,49	3,82	3,39	3,83	4,07	3,78	3,91
MnO	0,22	0,21	0,22	0,20	0,17	0,20	0,25	0,21	0,23	0,18
MgO	0,46	0,52	0,26	0,28	0,80	0,44	0,35	0,60	0,34	0,69
CaO	2,13	2,30	1,88	1,82	2,75	1,96	1,88	2,36	1,92	2,60
Na ₂ O	4,89	4,40	5,21	5,34	4,18	4,34	5,74	4,54	5,26	4,05
K ₂ O	7,65	8,24	7,22	7,09	8,10	7,84	7,53	7,65	7,58	8,57
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,06	0,05	0,12	0,07	0,05	0,08	0,05	0,10
LOI										
Total	99,83	99,84	99,82	99,83	99,84	99,82	99,83	99,82	99,82	99,83
Sc	5,90	4,10	3,50	6,70	9,50	4,60	3,50	4,70	3,10	6,50
V	39,10	39,80	32,90	28,10	42,50	34,00	34,60	39,80	33,00	39,30
Ba	107,70	169,20	36,40	29,60	255,60	99,60	34,70	199,20	37,50	252,50
Sr	120,80	157,10	43,80	37,40	234,90	93,80	36,50	180,40	56,00	250,90
Y	62,60	61,80	72,20	72,10	52,30	67,30	72,80	59,90	57,50	50,40
Zr	608,40	581,50	751,10	758,60	447,10	646,40	732,50	569,50	693,60	436,20
Cr	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	4,40	<LLD	17,00	<LLD	<LLD	4,00
Ni	5,70	<LLD	<LLD	5,00	1,90	0,20	2,90	9,10	5,40	2,70
Rb	374,40	368,80	322,00	335,50	334,20	361,50	421,40	360,40	413,90	313,40
Nb	86,80	86,80	99,90	102,00	66,70	90,60	95,10	72,40	88,90	64,20
La	128,50	143,20	157,60	162,60	112,10	150,80	179,40	136,50	155,80	107,20
Ce	215,50	204,30	241,20	235,00	164,90	210,60	256,10	208,80	239,20	170,30

campione	MON1	MON2	MON3	MON4	MON5	TC1	TC2	TC3	TC4	TC5
località	Mondragone	Mondragone	Mondragone	Mondragone	Mondragone	Tocco C.	Tocco C.	Tocco C.	Tocco C.	Tocco C.
unità	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI	USAF	USAF	USAF	WGI	WGI
tipo	p	p	p	p	p	p	p	p	p	p
SiO ₂	61,92	61,71	61,62	61,23	60,97	61,17	60,83	61,41	60,65	61,03
TiO ₂	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,48	0,47	0,47	0,56	0,47
Al ₂ O ₃	18,39	18,36	18,39	18,30	18,29	18,33	17,97	18,24	18,36	18,09
Fe ₂ O _{3,tot}	3,67	3,70	3,71	3,75	3,78	3,89	4,14	3,92	4,14	3,85
MnO	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25	0,22	0,24	0,21	0,21	0,19
MgO	0,32	0,33	0,30	0,33	0,35	0,58	0,63	0,52	0,63	0,93
CaO	1,82	1,91	1,98	2,10	2,20	2,24	2,92	2,15	2,62	2,93
Na ₂ O	5,74	5,83	5,74	5,88	6,03	4,64	4,81	4,93	4,31	3,99
K ₂ O	7,23	7,22	7,33	7,46	7,41	8,18	7,72	7,87	8,05	8,22
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,09	0,09	0,09	0,29	0,12
LOI										
Total	99,82	99,82	99,82	99,81	99,81	99,82	99,82	99,81	99,82	99,82
Sc	5,80	0,30	<LLD	1,70	2,60	2,20	5,70	4,80	6,90	7,50
V	29,10	31,10	31,30	29,90	30,80	41,90	39,30	33,80	40,20	42,70
Ba	32,60	30,10	32,70	30,50	40,60	175,20	181,40	125,90	163,70	299,10
Sr	41,20	40,60	34,90	39,50	45,00	166,30	143,00	138,00	173,50	260,40
Y	48,50	52,00	55,70	57,00	73,60	60,20	64,60	62,60	72,30	53,80
Zr	694,00	715,60	747,00	750,60	755,90	556,00	619,10	592,80	655,50	474,00
Cr	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	2,20	17,20	<LLD	18,90
Ni	8,30	8,20	7,20	2,90	0,80	2,20	3,30	9,00	5,00	8,50
Rb	417,00	427,60	438,10	471,90	474,50	358,70	359,70	379,20	339,00	362,50
Nb	87,50	91,60	97,20	98,10	99,70	82,30	86,10	74,40	88,30	69,10
La	159,40	164,90	175,30	170,30	163,70	136,90	146,80	136,50	175,80	121,70
Ce	245,70	243,90	249,50	253,40	257,40	205,10	211,80	215,60	249,20	184,80

sample	PdS1		PdS2		PdS3		PdS4		PdS5		PdS6		PdS7		PdS8		PdS9	
location	Piano	di	Piano	di	Piano	di	Piano	di	Piano	di	Piano	di	Piano	di	Piano	di	Piano	di
unit	Sorrento		Sorrento		Sorrento		Sorrento		Sorrento		Sorrento		Sorrento		Sorrento		Sorrento	
type	WGI		WGI		WGI		WGI		WGI		WGI		WGI		WGI		LYT	
	s		s		s		s		s		s		s		s		s	
SiO ₂	62,00		61,85		62,13		62,16		62,33		62,54		61,95		61,26		61,81	
TiO ₂	0,43		0,44		0,43		0,45		0,45		0,42		0,44		0,46		0,44	
Al ₂ O ₃	19,19		19,29		18,87		18,55		18,87		18,53		18,65		18,50		18,58	
Fe ₂ O ₃ tot	3,36		3,36		3,25		3,42		3,37		3,12		3,30		3,66		3,52	
MnO	0,19		0,19		0,18		0,18		0,17		0,15		0,17		0,18		0,16	
MgO	0,33		0,36		0,62		0,36		0,30		0,34		0,49		0,67		0,69	
CaO	1,86		1,94		2,16		2,00		1,73		1,87		2,02		2,41		2,14	
Na ₂ O	5,13		5,04		5,45		5,53		5,45		4,97		5,22		4,68		4,85	
K ₂ O	7,27		7,22		6,68		7,13		7,10		7,86		7,53		7,93		7,56	
P ₂ O ₅	0,06		0,13		0,06		0,05		0,06		0,06		0,05		0,08		0,09	
LOI																		
Total	99,82		99,82		99,83		99,83		99,83		99,86		99,82		99,83		99,84	
Sc	2,30		5,20		0,30		5,20		1,40		1,00		2,60		2,40		3,10	
V	33,30		35,10		31,80		32,30		29,00		36,90		32,20		38,00		39,30	
Ba	63,80		168,40		47,10		25,00		29,90		40,10		41,00		172,50		109,40	
Sr	44,80		101,60		58,00		51,70		42,40		67,90		61,80		173,30		122,90	
Y	70,30		67,60		73,20		72,10		72,30		59,10		72,20		57,50		51,10	
Zr	718,10		666,90		738,70		746,80		749,50		568,60		741,70		596,50		544,10	
Cr	<LLD		<LLD		<LLD		<LLD		<LLD		1,60		<LLD		3,60		6,40	
Ni	2,60		3,20		6,10		2,70		6,40		2,90		2,40		2,80		7,40	
Rb	359,00		353,00		322,60		328,50		319,80		341,20		330,50		322,60		319,90	
Nb	98,90		90,60		99,20		98,00		96,70		85,40		97,90		88,40		75,20	
La	158,70		149,80		162,30		156,40		162,90		129,10		160,30		132,70		116,80	
Ce	231,80		225,00		215,70		239,20		239,60		193,50		229,20		207,20		180,90	

sample	GRM1	GRM2	CAR1	CAR2	CAR3
location	Grottaminarda	Grottaminarda	Carinola	Carinola	Carinola
unit	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI
type	pp	pp	p	p	p
SiO ₂	51,92	50,43	62,44	62,35	60,58
TiO ₂	0,58	0,59	0,45	0,46	0,56
Al ₂ O ₃	19,63	18,20	19,00	19,01	21,06
Fe ₂ O ₃ tot	5,42	5,33	3,47	3,55	4,43
MnO	0,16	0,16	0,20	0,21	0,24
MgO	2,38	2,20	0,32	0,29	0,54
CaO	8,75	14,04	1,62	1,59	1,29
Na ₂ O	4,20	3,19	4,95	5,03	4,06
K ₂ O	6,36	5,34	7,32	7,26	6,98
P ₂ O ₅	0,30	0,25	0,06	0,06	0,08
LOI					
Total	99,70	99,73	99,83	99,81	99,82
Sc	18,20	18,30	6,70	3,10	3,60
V	87,20	82,60	30,90	29,30	43,50
Ba	1099,70	1005,20	24,00	31,20	146,60
Sr	545,80	556,90	53,30	42,60	76,50
Y	27,20	36,60	60,40	71,50	65,90
Zr	431,50	389,00	744,90	763,60	749,20
Cr	67,90	61,70	<LLD	<LLD	2,60
Ni	31,20	38,40	7,60	1,80	6,10
Rb	323,60	304,50	354,40	348,90	343,10
Nb	66,60	59,60	96,90	101,00	95,20
La	93,60	102,90	164,20	174,90	152,80
Ce	153,40	138,10	251,10	257,10	233,10

sample	SMAN1	SMAN2	SMAN3	SMAN4	SMAN5	SMAN6	SMAN7
location	S.Mango	S.Mango	S.Mango	S.Mango	S.Mango	S.Mango	S.Mango
unit	USAF	USAF	WGI	WGI	WGI	WGI	WGI
type	pp	pp	pp	pp	pp	pp	pp
SiO ₂	61,80	61,65	61,72	61,81	59,47	60,98	60,67
TiO ₂	0,47	0,46	0,46	0,46	0,47	0,47	0,51
Al ₂ O ₃	18,57	18,23	18,36	18,32	17,67	18,17	19,08
Fe ₂ O ₃ tot	3,90	3,80	3,77	3,69	3,90	3,91	4,53
MnO	0,23	0,21	0,23	0,22	0,21	0,20	0,18
MgO	0,43	0,59	0,44	0,44	0,66	0,58	1,03
CaO	1,98	2,09	2,06	2,05	5,29	2,83	2,87
Na ₂ O	4,77	4,56	4,53	4,45	3,91	4,42	3,44
K ₂ O	7,61	8,15	8,17	8,32	8,14	8,17	7,38
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,10	0,08	0,11
LOI	3,87	3,13	3,03	3,00	4,90	3,33	4,83
Total	99,83	99,81	99,81	99,83	99,82	99,81	99,80
Sc	4,30	6,30	1,90	0,60	7,30	6,00	4,70
V	37,50	36,60	35,90	38,20	38,80	39,30	53,00
Ba	80,80	121,20	102,10	129,60	260,00	181,20	376,10
Sr	86,50	117,60	102,80	110,40	215,50	172,00	334,00
Y	68,80	64,20	66,10	65,10	65,00	61,40	52,10
Zr	693,50	622,70	654,50	635,20	537,80	579,10	454,50
Cr	<LLD	<LLD	<LLD	<LLD	1,30	3,10	13,50
Ni	1,30	1,50	2,90	0,90	2,40	3,20	7,20
Rb	402,70	380,10	383,30	369,70	335,90	354,30	311,20
Nb	96,20	92,20	92,70	83,00	79,40	85,50	65,60
La	147,20	132,00	144,00	139,60	127,90	136,40	109,80
Ce	237,50	209,40	220,00	229,40	194,50	196,40	179,40

Bibliografia

- Aiello G., Ascione A., Barra D., Munno R., Petrosino P., Russo Ermolli E., Villani F., 2007. Evolution of the late Quaternary San Gregorio Magno tectono-karstic basin (southern Italy) inferred from geomorphological, tephrostratigraphical and palaeoecological analyses: tectonic implications. *Journ. Quatern. Science*, 22:233- 245.
- Alessio M., Bella, F., Improta S., Belluomini G., Calderoni G., Cortesi C., Turi B., 1971. University of Rome carbon-14 dates IX. *Radiocarbon* 13 (2): 395–411.
- Alessio M., Bella, F., Improta S., Belluomini G., Calderoni G., Cortesi C., Turi B., 1973. University of Rome carbon-14 dates X. *Radiocarbon* 15 (1): 165–178.
- Alessio M., Bella, F., Improta S., Belluomini G., Calderoni G., Cortesi C., Turi B., 1974. University of Rome carbon-14 dates XII. *Radiocarbon* 16 (3): 358–367.
- Andrews G. D., Branney M. J., 2011. Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123(3-4): 725-743.
- Andrews B.J., Manga M., 2011. Effects of topography on pyroclastic density current runout and formation of coignimbrites. *Geology*, 39(12): 1099-1102.
- Bear A.N., Cas R.A. F., Giordano G., 2009. The implications of spatter, pumice and lithic clast rich proximal co-ignimbrite lag breccias on the dynamics of caldera forming eruptions: the 151 ka Sutri eruption, Vico Volcano, Central Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 181(1): 1-24.
- Baer E.M., Fisher R.V., Fuller M., Valentine G., 1997. Turbulent transport and deposition of the Ito pyroclastic flow: determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 102(B10): 22565-22586.
- Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T., Santacroce R., 1978. The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the neapolitan area (Italy). *Bull. Volcanol.*, 41(1): 1–22.
- Barberi F., Cassano E., La Torre P., Sbrana A., 1991. Structural evolution of Campi Flegrei caldera in light of volcanological and geophysical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48: 33-49.
- Baumgart I.L., Healy, J., 1956. Recent volcanicity at Taupo, New Zealand. In *Proceedings of the 8th Pacific Science Congress* (Vol. 2, pp. 113-125).
- Black B.A., 2014. Testing links between campanian ignimbrite volcanism, climate, and the decline of the Neanderthals. 2014 GSA annual meeting in Vancouver, British Columbia.

- Bond A., Sparks R. S. J., 1976. The Minoan eruption of Santorini, Greece. *Journal of the Geological Society*, 132(1): 1-16.
- Bourne A.J., Lowe J.J., Trincardi F., Ascoli A., Blockley S.P.E., Wulf S., Matthews L.P., Piva A., Vigliotti L., 2010. Distal tephra record for the last ca 105,000 years from core PRAD 1-2-in the central Adriatic Sea: implications for marine tephrostratigraphy, *Quat. Sci. Rev.*, 29: 3079-3094.
- Branney M.J., Kokelaar B.P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.* 54:504–520.
- Branney M.J., Kokelaar P., 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlan ignimbrite, Mexico. *Geology*, 25(2): 115-118.
- Branney, M.J., Kokelaar B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoir n. 27*.
- Breislak S., 1798. *Topografia fisica della Campania*. Firenze.
- Brown R.J., Branney M.J., 2004 Event-stratigraphy of a calderaforming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris Formation. *Bull. Volcanol.* 66:392–416.
- Brown, R.J., Branney M. J., 2013. Internal flow variations and diachronous sedimentation within extensive, sustained, density-stratified pyroclastic density currents flowing down gentle slopes, as revealed by the internal architectures of ignimbrites on Tenerife. *Bull. Volcanol.*, 75(7): 1-24.
- Brown S.K., Crosweller S.H., Sparks R.S.J., Cottrell E., Deligna N.I., Ortiz Guerrero N., Hobbs L., Kiyosugi K., Loughlin S.C., Siebert L., Takarada S., 2014. Characterisation of the Quaternary eruption record: analysis of the Large Magnitude Explosive Volcanic Eruptions (LaMEVE) database. *J. Appl. Volc.* 10.1186/2191-5040-3-5 2014, 3:5
- Buesch D.C., 1992. Incorporation and redistribution of locally derived lithic fragments within a pyroclastic flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104(9): 1193-1207.
- Bursik M.I., Woods A.W., 2000. The effects of topography on sedimentation from particle-laden turbulent density currents. *J. Sedim. Res.*, 70(1): 53-63.
- Cagnoli B., Tarling D.H., 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75(3): 309-320.
- Calder, E. S., Cole, P. D., Dade, W. B., Druitt, T. H., Hoblitt, R. P., Huppert, H.E., Young, S. R., 1999. Mobility of pyroclastic flows and surges at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 26(5): 537-540.
- Calder E. S., Sparks R. S. J., Gardeweg M. C., 2000. Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104(1): 201-235.

- Capaccioni B., Sarocchi D., 1996. Computer-assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70(1): 75-90.
- Capaccioni B., Nappi G., Valentini L., 2001. Directional fabric measurements: an investigative approach to transport and depositional mechanisms in pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 107(4): 275-292.
- Capaccioni B., Valentini L., Rocchi M. B., Nappi G., Sarocchi D., 1997. Image analysis and circular statistics for shape-fabric analysis: applications to lithified ignimbrites. *Bull. Volcanol.*, 58(7): 501-514.
- Capaldi G., Civetta L., Di Girolamo P., Zanzara R., Orsi G., Scarpati C., 1987. Volcanological and geochemical constraints on the genesis of the deposits of Yellow Tuff in the Neapolitan– Phlegrean area. *Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., Specil Issue* pp. 25–40.
- Cappelletti P., Cerri G., Colella A., de' Gennaro M., Langella A., Perrotta A., Scarpati C., 2003. Authigenic mineralization processes in the Campanian Ignimbrite. *Mineral. Petrol.* 79: 79-97.
- Carey S., Sparks R.S.J., 1986. Quantitative models of the fall-out and dispersal of tephra from volcanic eruption column. *Bull. Volcanol.*, 48: 109-125.
- Carrasco-Nunez G. and Branney M.J., 2005. Progressive assembly of a massive Layer of ignimbrite with normal to reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bull. Volcanol.* 68: 3-20.
- Cas R. A., Wright H. M., Folkes C. B., Lesti C., Porreca M., Giordano G., Viramonte J.G., 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bull. Volcanol.*, 73(10): 1583-1609.
- Cassagnol C., Gillot P., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental ground work and application. In Odin G.S. Editor, *Numerical Dating in stratigraphy*, pp. 160-179.
- Chapin C.E., Lowell G.R., 1979. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleovalley, central Colorado. *Geological Society of America Special Papers*, 180: 137-154.
- Chough S. K., Sohn Y. K., 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*, 37(6): 1115-1135.
- Civetta L., Orsi, G., Pappalardo L., Fisher R.V., Heiken G., Ort M., 1997. Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - The Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75: 183-219.
- Cole, P.D., 1991. Migration direction of sand-wave structures in pyroclastic-surge deposits: implications for depositional processes. *Geology*, 19(11): 1108-1111.

- Cole P.D., Scarpati C., 1993. A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanisms of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, southern Italy. *Bull. Volcanol.*, 55(5): 311-326.
- Cornell W., Carey S., Sigurdsson H., 1983. Computer simulation of transport and deposition of the campanian Y-5 ash. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17: 89–109
- Cramp A, Vitaliano CJ, Collins MB, 1989. Identification and dispersion of the Campanian ash layer Y-5 in the sediments of the Eastern Mediterranean. *Geo-Marine Lett.*, vol 9 pp. 19–25.
- Curtiss G.H., 1966. The problem of contamination in obtaining accurate dates of young geologic rocks. In: O.A. Shaeffer and J. Zahringer (Editors), *Potassium Argon Dating*. Springer, Berlin.
- Dade W.B., 2003. The emplacement of low-aspect ratio ignimbrites by turbulent parent flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 108(B4).
- D'Erasmo G., 1931. *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. Jovene.
- De Astis G. Pappalardo L., Piochi M., 2004. Procida volcanic history: new insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campania region, Italy). *Bull Volcanol.*, vol. 66: 622 – 641.
- De Lorenzo G., 1904. L'attività vulcanica nei Campi Flegrei. *Rend. Acc. Sci Fis. e Mat.*
- Deino A., Curtis G., Rosi M., 1992. Ar/Ar dating of the Campanian Ignimbrite, Campanian region, Italy. *Int. Geol. Congr. Kyoto, Japan, Aug 24–Sept 3*, 633 (Abstract).
- Deino A, Southon J, Terrasi F, Campajola L, Orsi G, 1994. ^{14}C and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Campanian Ignimbrite, Phlegraean Fields, Italy. Abstract presented at ICOG, Berkley.
- De Rita D., Giordano G., 1996. Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano southern Italy and structural origin. *Volcano Instability on the Earth and other planets. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 100: 209-224.
- De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohrson W.A., Spera F.J., Belkin H.E., 2001. New constrains of pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain. *Mineral. Petrol.* Vol. 73, pp. 47-65.
- Di Girolamo P., 1968. Petrografia dei Tufi Campani: Il processo di pipernizzazione (tufo - tufo pipernoide – piperno). *Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Ser. 4*, 25, 5.
- Di Girolamo P., 1970. Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella "Ignimbrite Campana". *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, vol. 26 pp. 3–44.
- Di Girolamo P., Rolandi G., Stanzione D., 1973. L'eruzione di pomici a letto dell'Ignimbrite Campana (Tufo grigio campano Auct.). *Per. Mineral.*, vol. 42 pp. 439–468.

- Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer L., Munno R., Rolandi G., Stanzione D., 1984. Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 103, pp.349-413.
- Di Vito M.A., Sulpizio R., Zanchetta G., D'Orazio M., 2008. The late Pleistocene pyroclastic deposits of the Campanian Plain: New insights into the explosive activity of Neapolitan volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177: 19-48.
- Druitt T.H., 1992. Emplacement of May 18, 1980, lateral blast ENE of Mount St. Helens, Washington. *Bull. Volcanol.* 54: 544-572.
- Druitt T.H., 1998. Pyroclastic density currents. In Gilbert S., Sparks R.S.J. (Editors): *The physics of explosive volcanic eruptions*, Geol. Soc Special Publication n. 145, pp. 145-182.
- Elston W. E., Smith E. I., 1970. Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81(11), 3393-3406.
- Engwell, S.L., Sparks, R.S.J., Carey, S., 2014. Physical characteristics of tephra layers in the deep sea realm: the Campanian Ignimbrite eruption. In: Austin, W.E.N., Abbott, P.M., Davies, S.M., Pearce, N.J.G., Wastegard, S. (Eds.), *Geological Society, London. Marine Tephrochronology. Geological Society, London, Special Publications*, 398: doi:10.1144/SP398.7
- Fedele F.G., 2002. Ecosystem impact of the Campanian Ignimbrite eruption in the Late Pleistocene Europe. *Quat. Res.*, 57: 420-424.
- Fedele F.G., Giaccio G., Isaia R., Orsi G., 2003. The Campanian Ignimbrite eruption, Heinrich Event 4, and Paleolithic change in Europe: A high-resolution investigation. *Volcanism and Earth's atmosphere, Geophysical Monograph* 139.
- Fedele F.G., Giaccio B., Isaia R., Orsi G., Carroll M., Scaillet B., 2007. The Campanian Ignimbrite factor: towards a reappraisal of the Middle to Upper Palaeolithic 'transition'. In: Grattan, J., Torrence, R. (Eds.), *Living Under the Shadow: the Cultural Impacts of Volcanic Eruptions. One World Archaeology*, vol. 53. Left Coast Press, pp. 19–41. Walnut Creek (CA).
- Fedele F.G., Giaccio B., Hajdas I., 2008. Timescales and cultural processes at 40,000 BP in the light on the Campanian Ignimbrite eruption, Western Eurasia. *J. Human Evol.*, 55: 834-857.
- Fedele L., Scarpato C., Lamphere M., Melluso L., Morra V., Perrotta A., Ricci G., 2008. The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption. *Bull. Volcanol.*, 70(10): 1189 – 1219.
- Fisher R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. J. Sci.*, 264(5): 350-363.

- Fisher R. V., 1990. Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102: 1038-1054.
- Fisher R.V., Orsi G., Ort M., Heiken G., 1993. Mobility of a large volume pyroclastic flow-emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56: 205–220.
- Fitzsimmons K.E., Hambach U., Veres D., Iovita R., 2013. The Campanian Ignimbrite eruption: new data on volcanic ash dispersal and its potential impact on human evolution. *PLoS ONE* 8(6): e65839. doi:10.1371/journal.pone.0065839
- Folk R.L., Ward W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Res.*, 27: 3-26.
- Franco P., 1900. Il tufo della Campania. *Boll. Soc. di Naturalisti in Napoli*, vol. XIV.
- Freundt A., Schmincke H.U., 1985. Lithic-enriched segregation bodies in pyroclastic flow deposits of Laacher See Volcano (East Eifel, Germany). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25(3): 193-224.
- Froggatt P.C., Wilson, C.J.N., Walker G.P.L., 1981. Orientation of logs in the Taupo Ignimbrite as an indicator of flow direction and vent position. *Geology*, 9(3), 109-111.
- Fulignati P., Marianelli M., Proto M., Sbrana A., 2004. Evidences for disruption of a crystallizing front in a magma chamber during caldera collapse: an example from the Breccia Museo unit (Campanian Ignimbrite eruption, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 133: 141–155.
- Galdieri A., Paolini V., 1913. Il tufo campano di Vico Equense. *Atti Acc. Sci. Fis. Mat. Di Napoli*, vol. XV, serie 2, n. 15.
- Giaccio B., 2005. L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (c. 40 ka BP), oscillazioni climatiche sub-orbitali e i cambiamenti bioculturali dell'OIS 3 europeo. Ph.D. Dissertation, Università di Napoli 'Federico II', Naples.
- Giaccio B., Hajdas I., Peresani M., Fedele F.G., Isaia R., 2006. The Campanian Ignimbrite tephra and its relevance for the timing of the Middle to Upper Paleolithic shift. In: Conard, N.J. (Ed.), *When Neanderthals and Modern Humans Met*. Tübingen Publications in Prehistory. Kerns Verlag, Tübingen, pp. 343–375.
- Giaccio B., Isaia R., Fedele F.G., Di Canzio E., Hoffecker J., Ronchitelli A., Sinitsyn A.A., Anikovich M., Lisitsyn S.N., Popov V.V., 2007. The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.10.007.
- Giaccio B., Isaia R., Fedele F.G., Di Canzio E., Hoffecker J., Ronchitelli A., Sinitsyn A., Anikovich M., Lisitsyn S.N., Popov V.V., 2008. The Campanian Ignimbrite and Codola

- tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177: 208–226.
- Giannetti B., 2001. Origin of the calderas and evolution of Roccamonfina volcano (Roman region, Italy). *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 106: 301-319.
- Giordano G., 1998. The effect of paleotopography on lithic distribution and facies associations of small volume ignimbrites: the WTT Cupa (Roccamonfina volcano, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87(1): 255-273.
- Giordano G., De Rita D., Cas R., & Rodani S., 2002. Valley pond and ignimbrite veneer deposits in the small-volume phreatomagmatic ‘Peperino Albano’ basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani volcano, Italy: influence of topography. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 118(1): 131-144.
- Giordano D., Nichols A.R.L., Dingwell, D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142(1): 105-118.
- Gountié Dedzo M., Nédélec A., Nono A., Njanko, T., Font E., Kamgang P., Launeau P. , 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 203(3): 113-132.
- Gurioli L., Cioni R., Sbrana A., Zanella E., 2002. Transport and deposition of pyroclastic density currents over an inhabited area: the deposits of the AD 79 eruption of Vesuvius at Herculaneum, Italy. *Sedimentology*, 49(5): 929-953.
- Hillhouse J. W., Wells R. E., 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 96(B7): 12443-12460.
- Houghton B.F, Wilson C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, 51: 451-462.
- Hughes S. R., Druitt T. H., 1998. Particle fabric in a small, type-2 ignimbrite flow unit (Laacher See, Germany) and implications for emplacement dynamics. *Bull. Volcanol.*, 60(2): 125-136.
- Incoronato A., Addison F.T., Tarling D.H., Nardi G., Pescatore T., 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. *Nature*, 306: 461-463.
- Johnston-Lavis H.J., 1888. Excavation near Naples. Report of the Committee Appointed for the Investigation of the Volcanic Phenomena of Vesuvius and its Neighbourhood. Spottiswoode and Co., London, pp 1–7.
- Johnston-Lavis H.J., 1891. The south Italian Volcanoes. Napoli.
- Kamata H., Mimura K., 1983. Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan. *Bull. Volcanol.*, 46(3): 277-282.

- Karátson D., Sztanó O., Telbisz T., 2002. Preferred clast orientation in volcanoclastic mass-flow deposits: application of a new photo-statistical method. *J. Sedim. Res.*, 72(6): 823-835.
- Knight M.D., Walker G.P.L., Ellwood B.B., Diehl J. F., 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tuffs: constraints on the sources and eruptive styles. *J. of Geophys. Res., Solid Earth*, 91(B10): 10355-10382.
- Kokelaar P., Raine P., Branney M. J., 2007. Incursion of a large-volume, spatter-bearing pyroclastic density current into a caldera lake: Pavey Ark ignimbrite, Scafell caldera, England. *Bull. Volcanol.*, 70(1): 23-54.
- Lavallée Y., Wadsworth F., Vasseur J., Russell J.K., Adrews G.D.M., Hess K.U., von Aulock F.W., Kendrick J.E., Tuffen H., Biggin A.J., Dingwell D.B., 2015. Eruption and emplacement timescales of ignimbrite super-eruptions from thermo-kinetics of glass shards. *Front. Earth Sci.*, doi: 10.3389/feart.2015.00002
- Langella A., Cappelletti P., Cerri G, Colella A., de Gennaro R., Graziano S.F., Perrotta A., Scarpatti C., de Gennaro M., 2013. New insights on the mineralogical facies distribution of Campanian Ignimbrite, a relevant Italian industrial material. *Applied Clay Science*, 72:55 – 73.
- Lamphere M.A., 2003. Application of K–Ar dating to the chronology of young volcanic centers. *Eos. Trans. AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract.
- Launeau P., Robin P.Y. (1996). Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267(1): 91-119.
- Leat P.T., Schmincke H.U., 1993. Large-scale rheomorphic shear deformation in Miocene peralkaline ignimbrite E, Gran Canaria. *Bull. volcanol.*, 55(3): 155-165.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745–750.
- Legros F., and Kelfoun K., 2000. On the ability of pyroclastic flows to scale topographic obstacles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 98(1): 235-241.
- Le Pennec J. L., Chen Y., Diot H., Froger J. L., Gourgaud A., 1998. Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: An Anatolian case-study. *Earth and Planetary Science Letters*, 157(1): 105-127.
- Lirer L., Luongo G., Scandone R., 1987. On the volcanological evolution of Campi Flegrei. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 68: 226-234.
- Lirer L., Rolandi G., Rubin M., 1991. ¹⁴C Age of the “Museum Breccia” (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48: 223–227.

- Lowe, D.R., 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, 35(5): 765-776.
- Macdonald D.I., Jefferson T.H., 1985. Orientation studies of waterlogged wood: a paleocurrent indicator? *J. Sedim. Res.*, 55(2): 235-239.
- MacDonadl W. D. and Palmer H. C., 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New Mexico, USA. *Bull. Volcanol.*, 53(1): 45-59.
- Marianelli P., Sbrana A., Proto M., 2006. Magma chamber of the Campi Flegrei supervolcano at the time of eruption of the Campanian Ignimbrite. *Geology*, 34(11): 937-940.
- Melekestsev I.V., Kirianov V.Y., Praslov N.D., 1988. A catastrophic eruption in the Phlegrean Fields (Italy) as a possible source of the volcanic ash in late Pleistocene deposits in the European part of the USSR. *Volcanol Seismol* 6: 393-405
- Melluso L., MorraV., Perrotta A., Scarpati C., Adabbo M., 1995. The eruption of the Breccia Museo (Campi Flegrei, Italy): fractional crystallization processes in a shallow, zoned magma chamber and implications for the eruptive dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 68: 325-339.
- Moorley M.W., Woodward J.C., 2011. The Campanian Ignimbrite (Y5) tephra at Crvena Stijena Rockshelter, Montenegro. *Quat. Res.*, 75: 683-696.
- Munno R., Petrosino P., 2007. The late Quaternary tephrostratigraphical record of the San Gregorio Magno basin (southern Italy). *Journ. Quatern. Science*, 22: 247 – 266.
- Oppenheimer C., 2011. Eruptions that shook the world. Cambridge University Press.
- Orsi G., D'Antonio M., de Vita S., Gallo G., 1992. The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53: 275-287.
- Orsi G., Civetta L., D'Antonio M., Di Girolamo P., Piochi M., 1995. Step-filling and development of a zoned magma chamber: The Neapolitan Yellow Tuff case history. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 67: 291-312.
- Orsi G., De Vita S., di Vito M., 1996. The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 74, 179 – 214.
- Orsi G. Di Vito M.A., Isaia R., 2004. Volcanic hazard assessment at volcanic Campi flegrei caldera. *Bull. Volcanol.*, 66: 514 – 530.
- Ort M., Orsi G., Pappalardo L., Fisher R.V., 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bull. Volcanol.* 65, 55-72.

- Ort M.H., Rosi M., Anderson C.D., 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 91:167-178.
- Palladino D.M., Gaeta M., Giaccio B., Sottili G., 2014. On the anatomy of magma chamber and caldera collapse: the example of trachy-phonolitic explosive eruptions of the Roman Province (central Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 281: 12-26.
- Palladino D.M., Simeì S., 2002. Three types of pyroclastic currents and their deposits: examples from the Vulsini Volcanoes, Italy. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 116(1): 97-118.
- Palladino D.M., Taddeucci J., 1998. The basal ash deposit of the Sovana eruption (Vulsini volcanoes, central Italy): the product of a dilute pyroclastic density current. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 87; 233-254.
- Palladino D.M., Valentine G.A., 1995. Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the Lateral Volcanic Complex (Vulsini, central Italy): origin and implications for flow dynamics. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 69(3): 343-364.
- Palmer H. C., MacDonald W. D., Gromme C. S., Ellwood B. B., 1996. Magnetic properties and emplacement of the Bishop tuff, California. *Bull. Volcanol.*, 58(2-3): 101-116.
- Palmer H. C., MacDonald W. D., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics*: 307(1): 207-218.
- Pappalardo L., Civetta L., D'Antonio M., Deino A., Di Vito M., Orsi G., Carandente A., de Vita S., Isaia R., Piochi M. 1999. Chemical and Sr-isotopic evolution of the Phlegrean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91: 141–166.
- Pappalardo L., Civetta L., de Vita S., Di Vito M., Orsi G., Carandente A., Fisher R.V., 2002. Timing of magma extraction during Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei Caldera). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114: 479–497.
- Parfitt, E.A., Wilson, L. 1995. Explosive volcanic eruptions—IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International*, 121(1): 226-232.
- Parfitt L., Wilson L., 2008. *Fundamentals of physical volcanology*. Blackwell Ed., pp. 219.
- Paterne M., Guicherd F., Libeyrie J., Gillot P.Y., Duplessy J.C., 1986. Tyrrhenian Sea tephrocronology of the oxygen isotope record for the past 60000 years. *Mar. Geol.*, 72: 259 – 285.
- Paterne M., Guicherd F., Libeyrie J., 1988. Explosive activity of South Italian volcanoes during the past 80000 years as determined by marine tephrocronology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 34: 153–172.

- Peccerillo A., 2005. Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, geochemistry and geodynamics. Ediz. Springer., pp. 1-361.
- Pérez, W. Alvarado G. E., Gans P. B., 2006. The 322 ka Tiribí Tuff: stratigraphy, geochronology and mechanisms of deposition of the largest and most recent ignimbrite in the Valle Central, Costa Rica. *Bull. Volcanol.*, 69(1): 25-40.
- Perrotta A., Scarpati C., 1994. The dynamics of Breccia Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 59 pp. 335-355. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 464: 171-191.
- Perrotta A., Scarpati C., 2003. Volume partition between the plinian and co-ignimbrite air fall deposits of the Campanian Ignimbrite eruption. *Mineralogy and Petrology*, 79: 67-78.
- Perrotta A., Scarpati C., Giacomelli L., Capozzi A.R., 1996. Proximal depositional facies from a caldera forming eruption: The PArata Grande Tuff at Ventotene island (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 71: 207-228.
- Perrotta A., Scarpati C., Luongo G., 2006°. Volcaniclastic resedimentation on the northern slope of Vesuvius as a direct response to eruptive activity. *Landslide*, 3:295-301.
- Perrotta A., Scarpati C., Luongo G., Aoyagi M., 2006b. Burial of the Emperor Augustus' villa at SommaVesuviana (Italy) by poat 79 AD Vesuvius eruption and reworked (lahars and stream flow) deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158: 445-466.
- Perrotta A., Scarpati C., Luongo V., Morra V., 2010. Stratigraphy and volcanological evolution of the southwestern sector of Campi Flegrei and Procida Island, Italy. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 464: 171-191.
- Pescatore T., Rolandi G., 1981. Osservazioni preliminari sulla stratigrafia dei depositi vulcano clastici nel settore SW dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 100: 233-254.
- Pilla L., 1833. Osservazioni geognostiche sulla parte settentrionale e meridionale della Campania. *Annali civili del Regno delle Due Sicilie*. Fasc 6.
- Pioli L., Lanza R., Ort M., Rosi M., 2008. Magnetic fabric, welding texture and strain fabric in the Nuraxi Tuff, Sardinia, Italy. *Bull. Volcanol.*, 70(9): 1123-1137.
- Piochi M., Polacci M., De Astis G., Zanetti A., Mangiacapra A., Vannucci R., Giordano D. 2008. Texture and composition of pumices and scoriae from the Campi Flegrei caldera (Italy): Implications on the dynamics of explosive eruptions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Pioli, L., Rosi M., 2005. Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: the Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 142(1): 11-28.
- Pittari A., Cas R.A.F., Edgar C.J., Nichols H.J., Wolff J. A., Marti J., 2006. The influence of palaeotopography on facies architecture and pyroclastic flow processes of a lithic-rich

- ignimbrite in a high gradient setting: the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 152(3): 273-315.
- Pyle D.M., Ricketts G.D., Margari V., van Andel T.H., Sinitsyn A.A., Praslov N.D., Lisitsyn S., 2006. Wide dispersal and deposition of the distal tephra during the Pleistocene Campanian Ignimbrite/Y5 eruption, Italy. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2713–2728.
- Polacci M., Pioli L. Rosi M., 2003. The Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice. *Bull. Volcanol.*, 65: 418-432.
- Porreca M., Mattei M., Giordano G., De Rita D., Funicello R., 2003. Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 108(B5): 2264.
- Postma G., Cartigny M.J.B., 2014. Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits— A synthesis. *Geology*, 42(11): 987–990.
- Potter D.B., Oberthal C. M., 1987. Vent sites and flow directions of the Otowi ash flows (lower Bandelier Tuff), New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98(1), 66-76.
- Sheridan M. F., Ragan D. M., 1975. Compaction of ash-flow tuffs. *Developments in sedimentology*, 18: 677-717.
- Ramrath A., Zolitschka B., Wulf S., Negendak F.W., 1999. Late Pleistocene climatic variations as recorded in two Italian maar lakes (Lago di Mezzano, Lago Grande di Monticchio) *Quat. Sci. Rev.*, 18: 977-992.
- Rees A. I., 1979. The orientation of grains in a sheared dispersion. *Tectonophysics*, 55: 275-287.
- Ricci G., Lanphere M.A., Morra V., Perrotta A., Scarpati C., and Melluso L., 2000. Volcanological, geochemical and geochronological data from ancient pyroclastic successions of Campi Flegrei (Italy): Eos (Transactions, American Geophysical Union), v. 81, no. 48, Fall meeting supplement, p. 28.
- Ricciardi L., 1882. Ricerche chimiche sui depositi di tufi vulcanici della provincia di Salerno. *Atti Acc. Gioenia di Sci. Nat.*, serie 3, vol. XVI.
- Ricciardi L., 1884. I tufi vulcanici del Napolitano. *Atti Acc. Gioenia di Sci. Nat.*, serie 3, vol. XVIII.
- Rittmann A., 1950. Sintesi geologica dei Campi flegrei. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. LXIX pp. 117 –128.
- Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E., De Vivo, 2003. Tectonic controls on the genesis of ignimbrite from Campania Volcanic Zone, southern Italy. *Mineral. and Petrol.*, 79: 3-31.

- Rosi M., Sbrana A., Principe C., 1983. Phlegrean Fields: Structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms. *Volcanol. Geotherm. Res.* 17: 273-288.
- Rosi M., Sbrana A., 1987. The Phlegrean Fields. C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", 114, pp 175.
- Rosi M., Sbrana A., Vezzoli L., 1988. Stratigrafia delle isole di Procida e Vivara: Bollettino Gruppo Nazionale di Vulcanologia, 4: 500–525.
- Rosi M., Vezzoli L., Aleotti P., De Censi M., 1996. Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy. *Bull. Volcanol.*, 57: 541–554.
- Rosi M. Vezzoli L., Castelmennano A., Grieco G., 1999. Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9: 179 – 198.
- Santacroce R. Cioni R., Marianelli P., Sbrana A., Sulpizio R., Zanchetta G. Donahue D.J., Joron J.L., 2008. Age and whole-rock-glass composition of proximal pyroclastics from the major explosive eruption of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177: 1-18.
- Scacchi A., 1849. Memorie geologiche sulla Campania. *Rend. R. Acc. Sci. Di Napoli*, n. 43 – 50.
- Scacchi A., 1882. Brevi notizie sui vulcani fluoriferi della Campania. *Atti R. Acc. Sci. Fis. Mat. Di Napoli*, vol. II, serie 2, n. 2, Napoli.
- Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G., 1991. The structure of the Campanian plain and the activity of the Neapolitan volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 48, pp. 1-31.
- Scarpati C., Cole P., Perrotta A., 1993. The Neapolitan Yellow Tuff – a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy. *Bull. Volcanol.*, 55: 343–356.
- Scarpati C., Perrotta A., 2012. Erosional characteristics and behavior of large pyroclastic density currents. *Geology*, 40:1035-1038.
- Scarpati C., Sparice D., Perrotta A., 2014. A crystal concentration method for calculating ignimbrite volume from distal ash-fall deposits and a reappraisal of the magnitude of the Campanian Ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 280: 67-75.
- Scarpati C., Sparice D., Perrotta A., 2015. Facies variation in the Campanian Ignimbrite. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 33: 83-87.
- Schmincke H.U., 2004. Magma. In *Volcanism* (pp. 21-34). Springer Berlin Heidelberg.
- Schmincke H.U., Swanson D. A. (1967). Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *The Journal of Geology*, 641-644.

- Seymour K.S., Christanis K., 1995. Correlation of a tephra layer in western Greece with a late Pleistocene eruption in the Campanian province of Italy. *Quaternary Res* 43: 46–54.
- Sheridan M.F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows. In Chapin C.E., Elston W.E. (Editors): *Ash-flow tuffs*, Geol. Soc. Am. Special Paper 180, pp 125-133.
- Sheridan M.F., Updike R.G., 1975. Sugarloaf Mountain Tephra – A Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin in northern Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 571-581.
- Signorelli S., Vaggelli G., Francalanci L., Rosi M., 1999. Origin of the magma feeding the Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields (Italy): constraints based on matrix-glass and glass inclusion composition. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91, 199-220.
- Smith R. L., 1960. Ash flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71(6): 795-841.
- Smith N. J., Kokelaar B. P., 2013. Proximal record of the 273 ka Poris caldera-forming eruption, Las Cañadas, Tenerife. *Bull. Volc.*, 75(11): 1-21.
- Sohn Y.K., Chough S.K. . 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology* 37:1115-1135.
- Sohn Y. K., Jeong J. O., Son M., 2005. Long-runout pyroclastic surge on a Cretaceous alluvial plain, Republic of Korea. *Terra Nova*, 17(1): 13-24.
- Sohn Y. K., Son M., Jeong J. O., Jeon Y. M., 2009. Eruption and emplacement of a laterally extensive, crystal-rich, and pumice-free ignimbrite (the Cretaceous Kusandong Tuff, Korea). *Sedimentary Geology*, 220(3), 190-203.
- Sparks R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23: 147-188.
- Sparks R.S.J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3: 1-37.
- Sparks R. S. J., Francis P. W., Hamer R. D., Pankhurst R. J., O'callaghan L. O., Thorpe R. S., Page R., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 24(3): 205-248.
- Sparks R.S.J., Huang T.C., 1980. The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites. *Geol. Mag.*, 117: 425–436.
- Sparks R.S.J., Self S., Walker G.P.L., 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1:115-118.
- Sparks R.S.J., Walker G.P.L., 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2(4): 329-341.

- Sulpizio R., Bonasia R., Dellino P., Mele D., Di Vito M. A., La Volpe L., 2010. The Pomice di Avellino eruption of Somma–Vesuvius (3.9 ka BP). Part II: sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits. *Bull. Volcanol.*, 72(5), 559–577.
- Sulpizio R., De Rosa R., Donato P., 2008. The influence of variable topography on the depositional behaviour of pyroclastic density currents: The examples of the Upper Pollara eruption (Salina Island, southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 175(3): 367–385.
- Sulpizio R., Mele D., Dellino P., La Volpe L., 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, 54(3): 607–635.
- Sumner E.J., Amy L.A., Talling P.J., 2008. Deposit structure and processes of sand deposition from decelerating sediment suspensions. *J. Sedim. Res.* 78: 529–547.
- Sumner E.J., Talling P.J., Amy L.A., Wynn R.B., Stevenson C.J., Frenz M., 2012. Facies architecture of individual basin-plain turbidites: Comparison with existing models and implications for flow processes: *Sedimentology*, 59: 1850–1887.
- Suzuki-Kamata K., 1988. The ground layer of Ata pyroclastic flow deposit, southwestern Japan—evidence for the capture of lithic fragments. *Bull. Volcanol.*, 50(2): 119–129.
- Suzuki K., Ui T., 1982. Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan. *Geology*, 10(8): 429–432.
- Tenore G., 1981. Il tufo vulcanico della Campania e le sue applicazioni alle costruzioni. *Boll. Del Collegio degli Ingegneri e Architetti in Napoli*, anno X, n. 5–8.
- Thon-That T., Singer B., Paterne M., 2001. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of latest Pleistocene (41 ka) marine tephra in the Mediterranean Sea: implications for global climate records. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 184: 645–658.
- Thunnell R., Federman A., Sparks RSJ, Williams D, 1979. The age, origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean. *Quaternary Res.*, vol. 12 pp. 241–252.
- Ton-That T., Singer B., Paterne M., 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of latest Pleistocene (41 ka) marine tephra in the Mediterranean Sea: implications for global climate records. *Earth and Planetary Science Letters* , vol. 184 pp. 645–658.
- Ui T., Suzuki-Kamata K., Matsusue R., Fujita K., Metsugi H. Araki M., 1989. Flow behavior of large-scale pyroclastic flows—Evidence obtained from petrofabric analysis. *Bull. Volcanol.*, 51(2): 115–122.
- Valentine G. A., 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bull. Volcanol.*, 49(4): 616–630.
- Valentini, L., Capaccioni B., Rossi P. L., Scandone R., Sarocchi D., 2008. Vent area and depositional mechanisms of the Upper Member of the Neapolitan Yellow Tuff (Campi

- Flegrei, Italy): new insights from directional fabric through image analysis. *Bull. Volcanol.*, 70(9): 1087-1101.
- Veres D., Lane C.S., Timar-Gabor A., Hambach U., Constantin D., Szakács A., Fulling A., Onac B.P., 2013. The Campanian Ignimbrite/Y5 tephra layer – A regional stratigraphic marker for Isotope Stage 3 deposits in the Lower Danube region, Romania. *Quaternary International*, 293:22-33.
- Vezzoli L., 1991. Tephra layers in Bannock Basin (eastern Mediterranean). *Marine Geol.*, 100: 21-34.
- Vigliotti L., 2014. Magnetic properties of the Campanian Ignimbrite and the marine Y5 tephra layer. *Geol. Soc. London, Special Publication*, doi 10.1144/SP396.1
- Vitale S., Isaia R., 2014. Fractures and faults in volcanic rocks (Campi Flegrei, southern Italy): insight into volcano-tectonic processes. *Int. J. Earth Sci.*, 103: 801-819.
- Walker G.P.L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79: 696-714.
- Walker G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 36: 135–146.
- Walker G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17: 65-88.
- Walker G.P.L., Heming R.F., Wilson, C.J.N., 1980. Low aspect ratio ignimbrites. *Nature*, 283: 286-287.
- Walker G.P.L., Self S., Froggatt P.C., 1981a. The ground layer of the Taupo Ignimbrite: A striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10: 1-11.
- Walker G.P.L., Wilson C.J.N., Froggatt P.C., 1981b. An ignimbrite veneer deposit: the trail-marker of a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9(4): 409-421.
- Whitham A.G., Sparks R.S.J., 1986. Pumice. *Bull. Volcanol.*, 48: 209-223.
- Williams R., 2010. Emplacement of radial pyroclastic density currents over irregular topography: The chemically-zoned, low aspect ratio Green Tuff ignimbrite, Pantelleria, Italy. PhD thesis, University of Leicester, pp.232.
- Williams R., Branney M.J., Barry T.L., 2013. Temporal and spatial evolution of a waxing then waning catastrophic density current revealed by chemical mapping. *Geology*, doi: 10.1130/G34830.1
- Willcock M.A.W., Cas R.A.F., 2014. Primary welding and crystallisation textures preserved in the intra-caldera ignimbrites of the Permian Ora Formation, northern Italy: implications for deposit thermal state and cooling history. *Bull. Volcanol.*, 76(6): 1-16.

- Wilson C. J. N., 1980) The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic claws: An experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8(2): 231-249.
- Wilson, C. J. N, 1984. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: experimental results and their interpretation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20(1): 55-84.
- Wilson, C.J.N., Walker G.P.L., 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc.*, 139: 581-592.
- Wohletz K., Civetta L., Orsi G. 1999. Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* vol. 91 pp. 381–414.
- Wohletz K., Sheridan M.F., 1979. A model for pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am.*, Special Paper 180.
- Wolff J.A., Wright J. V., 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10(1): 13-34.
- Woods A.W., Wohletz K., 1991. Dimension and dynamics of co-ignimbrite eruption columns, *Nature*, 350, 225-227.
- Wright J. V., Walker G. P., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9(2): 111-131.
- Wulf S., Kraml M., Brauer A., Keller J., Negendak J.F.W., 2004. Tephrocronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International*, vol. 122, pp. 7 – 30.
- Zielinski G.A, Mayewski P.A., Meeker L.D, Whitlow S., Twickler M.S., 1996. A 110,000 yr record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. *Quat. Res.*, 45: 109-118.
- Zolitschka B., Negendak J.F.W., 1996. Sedimentology, dating and palaeoclimatic interpretation of a 76.3 ka record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.*, 15: 101 - 112.